

***REPEDEZETT, METAMORF FLUIDUMTÁROLÓK
AZ ALFÖLD ALJZATÁBAN***

MTA DOKTORI ÉRTEKEZÉS

DR. M. TÓTH TIVADAR

SZEGED, 2008

TARTALOMJEGYZÉK

I. Bevezetés	5
II. A vizsgált területek földtani felépítése	9
II.1. Kristályos háta a Békési-medence északi peremén	11
II.1.1. Elterjedés, határok	11
II.1.2. Kőzettani felépítés	14
II.2. Dorozsma	17
II.2.1. Elterjedés, határok	17
II.2.2. Kőzettani felépítés	17
III. Alkalmazott módszerek	21
III.1. Petrográfia	23
III.1.1. Kőzetmikroszkópia	23
III.2. A protolit eredete – geokémiai módszerek	25
III.2.1 Adatok	25
III.3. P-T fejlődés – ásványkémia, termobarometriai modellezés	27
III.3.1. Kalibrált kationcsere és „net transfer” reakciók	27
III.3.2. Termobarometriai modellezés	30
III.3.3. Szöveti alapú (rekrisztallizáció mértéke alapján kalibrált) termométerek	32
III.4. Geokronológia	35
III.4.1. Monacit geokémiai kor	35
III.4.2. Amfibol, biotit, plagioklász földpát K/Ar kor	36
III.5. Töréses deformáció, töréshálózatok	37
III.5.1. Törések, törésrendszerek szerkezetföldtani jellemzése	37
III.5.2. Törések geometriai elemei	38
III.5.3. Törések geometriai elemeinek meghatározása	42
III.6. Az alapadatok térbeli kiterjesztése - térképezés, szelvénytérkép készítése	55
III.6.1. Kőzetváz modellek	56
III.6.2. Bizonytalan numerikus adatok térbeli kiterjeszthetősége	56
III.7. Paleohidrológia – A repedéskitöltő ásványok vizsgálata	63

III.7.1. Az ásványszekvencia meghatározása	63
III.7.2. Analitikai módszerek	64
III.7.3. Fluidumzárvány vizsgálatok	65
III.7.4. Palinológia	66
III.8. Petrofizika	67
III.8.1. Computer Tomográfia (CT) vizsgálatok	67
III.9. A repedéshálózat szimulációja	69
III.9.1. Szimulációs algoritmus és szoftver	70
III.9.2. A $H - D_3^c$ kalibráció	85
III.10. Alkalmazott módszerek – Összefoglalás	89
IV. Eredmények	93
IV.1. Metamorf hátak a Békési-medence északi peremén	93
IV.1.1. Kőzettan	93
IV.1.2. Geokémia	120
IV.1.3. Termobarometria	128
IV.1.4. Töréses deformációtörténet	148
IV.1.5. Geokronológia	155
IV.1.6. A földtani információ térbeli kiterjesztése	160
IV.1.7. Repedéscementáció, paleohidrológia	166
IV.1.8. A törésrendszer szimulációja	182
IV.1.9. Fejlődéstörténet	197
IV.2. A Dorozsma metamorf rezervoár	215
IV.2.1. Kőzettan	215
IV.2.2. Termobarometria	226
IV.2.3. Töréses deformációtörténet	229
IV.2.4. A földtani információ térbeli kiterjesztése	239
IV.2.5. paleohidrológia	245
IV.2.6. A törésrendszer szimulációja	253
IV.2.7. Repedezett tárolómodell	260
V. Összefoglalás	265
Irodalom	269
Táblázatok	305

I. BEVEZETÉS

A fúrómag pótolhatatlan érték – tartalmazza mindazt az információt, ami a felszín alatti képződmények múltbeli fejlődésének és jelenlegi felépítésének megértéséhez, valamint jövőbeli alkalmazásukhoz a kulcsot jelenti.

A Tiszai Egység pre-neogén aljzatát elsősorban metamorf képződmények építik fel. Ezek a kőzetek a Mórággyi-rög kivételével Magyarországon nem bukkannak a felszínre, a velük kapcsolatos összes ismeretünk mélyfúrási, illetve geofizikai adatokból származik. Ennek megfelelően a közettani információ lényegében pontszerű, így a mintavételi helyek között a térbeli korreláció lehetősége erősen korlátozott. Ennek ellenére az elmúlt évtizedekben számottevő erőfeszítés történt az aljzat képződményeinek egységes modellbe illesztésére. A kétségkívül meglévő alapkutatói jellegű feladatok mellett ennek fő oka az volt, hogy az aljzatot felépítő repedezett metamorf kőzetek fontos szénhidrogén tároló képződmények.

A kutatás iránya ma is kettős. A változatlanul nem megoldott alapkutatói problémák mellett új lehetséges alkalmazások kerültek előtérbe. A fokozatosan csökkenő mértékű szénhidrogén termelés aljzattal kapcsolatos problémái még mindig igen jelentősek (telepek elvizesedése, nem kommunikáló kutak, stb.). Emellett egyre nagyobb hangsúlyt kap az aljzat, mint hulladékok befogadó közege. A radioaktív hulladékok végleges elhelyezésével kapcsolatos screening vizsgálat eredménye alapján a részletes vizsgálatra érdemes képződmények közül több a metamorf aljzatban (Göröcsönyi-hátság, gyódi serpentinit test, Jánoshalma metamorf kiemelkedés, Mórággyi Gránit) található, melyek közül az első három alapvetően rossz ismertségi foka miatt nem kerülhetett részletesebb vizsgálatra. A szénhidrogén termelés és a hulladék elhelyezés melletti harmadik, idővel talán a legfontosabb, a metamorf aljzatot érintő alkalmazás a geotermikus energiahasznosítással kapcsolatos. A Pannon-medencében jellemző geotermikus viszonyok mellett, valamint az ismert gazdasági és politikai kényszerítő okok miatt a geotermikus energia vagyon egyre nagyobb mértékű felhasználására kell felkészülnünk. A földhő kiaknázásának természetesen számos módja van, melyek közül a sekély kutakban alkalmazott hőszivattyúk, vagy a nagy mennyiségű melegvizet felhasználó ágazatok (balneológia, mezőgazdaság, kommunális melegvíz) nem az aljzatban tárolt hőt igyekeznek hasznosítani. A direkt hőhasznosításon alapuló energiatermelés kapcsán, vagy a – még Európa-szerte is kísérleti stádiumban lévő – HDR (hot dry rock) erőművi alkalmazások esetén ugyanakkor joggal számíthatunk a repedezett metamorf aljzat fokozatosan növekvő szerepére.

Ahhoz, hogy az aljzattal kapcsolatos ismereteink alapján a várható kihívásoknak meg tudjunk felelni, olyan szerteágazó, komplex vizsgálatokra van szükség, melyek felölelik az itt található képződmények közettani, szerkezetföldtani viszonyain túl, sőt azzal összefüggésben a fontos tároló tulajdonságokat és a hidrogeológiai viselkedést is.

Az alábbi dolgozat célja kettős. Egyrészt bemutatja azon vizsgálatokat, s ezek alapján azt az elemzési sort, mellyel egy adott területen feltárt aljzat blokk megfelelő mélységig megismerhető. Az alkalmazott módszerek köre igen széles; a geokémiai, közettani eljárásoktól a repedéshálózat matematikai alapú szimulációjáig, s a hidrogeológiai modellezésig tart. A dolgozat további célja ezen elemzési sor alkalmazásának bemutatása két mintaterületen. A vizsgálandó területek mindegyike a Tiszai Egység repedezett metamorf aljzatát képviseli, s mindegyikük valamilyen alkalmazott földtani szempontból került az érdeklődés középpontjába az elmúlt években.

Az elmúlt közel tizenöt év meglehetősen szerteágazó kutatómunkájának a publikációkon, ipari jelentéseken, konferencia előadásokon túlmutató szerepe mindazonáltal abban van, hogy a repedezett aljzati tárolók kutatásába egyetemi hallgatók, PhD hallgatók, posztdoktori ösztöndíjasok nagy számban kapcsolódhattak be. A Szegedi Tudományegyetem Ásványtani, Geokémiai és Közettani Tanszékének Repedezett Tároló Kutatócsoportjában az évek során több mint 40 diplomamunka, 5 országosan helyezett OTDK dolgozat, 4 megvédett PhD dolgozat született, további 6 doktori dolgozat készítése folyamatban van. Természetes, hogy hallgatóim lelkes részvétele, bizalma nélkül a jelen dolgozat sem készülhetett volna el, s reménytelen vállalkozás lenne az évek során felhalmozódott közös eredmények, ötletek tökéletes szétválogatása. A dolgozat megfelelő fejezeteinek elején ezért igyekszem utalni mindazok munkájára, akik az adott probléma megoldásában aktív részt vállaltak.

Ezúton köszönöm meg az eredményes csapatmunkát, a töretlen hitet a közös sikerekben hallgatóimnak, akiknek aktív részvétele nélkül ez a dolgozat nem született volna meg. Külön köszönet illeti azokat a kollégákat, akik egyetemi éveik után doktori ösztöndíjasként is a kutatócsoportot erősítették. Meghatározóak az évek óta tartó kimerítő szakmai beszélgetések, viták, a közös munkák **Schubert Félix**szel. Nagyon sokat tanultam **Nédli Zsuzsanna**, **Zachar Judit** és **Kovács Gábor**, valamint jelenlegi PhD hallgatóim **Vass István**, **Fintor Krisztián**, **Dabi Gergely**, **Szabó Barbara** és **Nagy Ágnes** véget nem érő, megalkuvást nem ismerő kérdéseiből. Legtöbbet talán az ő problémáikból okultam. A repedésmodellező szoftvercsomag programozását és az évek óta tartó közös munkát köszönöm **Hollós Csabának** (Magyar Posta Rt.)

Külön köszönet illeti a Szegedi Tudományegyetem Ásványtani, Geokémiai és Közettani Tanszékének minden munkatársát azért a légkörért, amely a kutatócsoport folyamatos fejlődéséhez évek óta a stabil háttérrel biztosította.

Külföldi tanulmányaim és munkáim során rengeteget tanultam a tudásukat, tapasztalataikat mindig önzetlenül átadó professzoraimtól **Roland Oberhänsli**től és **Uwe Altenberg**től (Johannes Gutenberg Universität, Mainz), valamint **Urs Mäder**től és **Larryn W. Diamond**tól (Universität Bern). De mindenekelőtt **Martin Engi**től (Universität Bern), akitől a modern metamorf közettani és szerkezetföldtani ismeretek mellett a kutatócsoport szervezés, vezetés módszereit is elleshettem.

Részproblémák megoldása során rendkívül sokat segített az együttgondolkodás, a közös munka **Juhász Attilá**val (Universität Bern), **Bodnár Katalinnal** (Universität Bern), **Clifford S. Todd**-dal (Universität Bern), **Nadim Scherrer**rel (Universität Bern), **Szederkényi Tiborral** (Szegedi Tudományegyetem), **Szanyi Jánossal** (Szegedi Tudományegyetem), **Kovács Balázssal** (Szegedi Tudományegyetem), **Geiger Jánossal** (Szegedi Tudományegyetem), **Szűcs Évával** (Szegedi Tudományegyetem), **Kedves Miklóssal** (Szegedi Tudományegyetem), **Földes Tamással** (Kaposvári Egyetem), **Kiss Balázssal** (MOL Rt.), **Hlatki Miklóssal** (MOL Rt.), **Vargáné Tóth Ilonával** (MOL Rt.), **Johann Raith**-tal (Montänuniversität Leoben), **Posgay Károllyal** (ELGI), **Redlerné Tátrai Mariannával** (ELGI), **Kummer Istvánnal** (ELGI), **Dunkl Istvánnal** (Universität Tübingen), **Balogh Kadosával** (MTA ATOMKI), **Raucsik Bélával** (Pannon Egyetem), valamint **Bárdossy András**sal (Universität Karlsruhe). Köszönöm a kiváló szakmai és emberi kapcsolatokat, az apróbb-nagyobb segítséget minden fent nem nevezett kollégámnak is.

A kutatások finanszírozását számos ösztöndíj, pályázat biztosította. Így az **OTKA** (F 017366, F32792, K60768) és az **FKFP** (FKFP 0139/2001), a **Pázmány Péter Program** (RET-07/2005) pályázatai, továbbá a **Magyar Zoltán Ösztöndíj Alapítvány**, az **MTA Bolyai János Kutatási Ösztöndíj** és az **Öveges József Program** támogatása. A nemzetközi együttműködésben elvégzett vizsgálatokat jelentős részben az **Oszták-Magyar Akció Alapítvány** (45öu1, 53öu4, 62öu4), valamint az **ASO** (ASO 2005/5, ASO 2005.N.VIII) hozzájárulásával tudtuk elvégezni. A Berni Egyetemen végzett kutatásaimat, tanulmányaimat a **Magyar Állami Eötvös Ösztöndíj**, a **Schweizerische Eidgenössische Stipendiumkommission** ösztöndíja, valamint a **Soros Alapítvány** ösztöndíja támogatásával tudtam végezni. A **MOL Rt.**-től kapott sokoldalú támogatás, a közös alkalmazott földtani témájú projektek tapasztalatai alapvetően meghatározták a dolgozat végső formáját. Ezúton köszönöm az összes személyemnek, illetve a kutatócsoportnak megítélt támogatást, s az ezzel együtt járó bizalmat.

Andi, Orsi, Marci és Borcsa, mindent nagyon köszönök!

II. A VIZSGÁLT TERÜLETEK FÖLDTANI FELÉPÍTÉSE

Az elmúlt évtizedek közzétanti, szerkezetföldtani eredményei nyomán egy mind polimetamorf fejlődését, mind térbeli felépítését tekintve rendkívül komplex metamorf aljzat képe rajzolódott ki az Alföldön. Eszerint mind premetamorf jellegükben, mind az egymást követő metamorf események fizikai (nyomás-hőmérséklet-deformáció; *P-T-d*) jellemzőiben, korukban, vagy a poszt-metamorf exhumáció viszonyaiban alapvetően eltérő aljzat szegmensek léteznek egymás mellett, ami a térbeli (és időbeli) korrelációt igen nehézé teszi (összefoglalva az aktuális terrénium modellben – KOVÁCS & TSAI., 2000). A Pannon-medence kinyílásával kapcsolatos újabb geofizikai megközelítések, s elsősorban a mind több részterületen sikeresen alkalmazott „metamorf mag-komplex modell” (pl. RUMPLER & HORVÁTH, 1988; TARI & TSAI., 1992; POSGAY & TSAI., 1996; TARI & TSAI., 1999; HORVÁTH & TSAI., 2006) szintén felvetik az aljzat egyes részterületeinek jelentős léptékű, akár több km-es vertikális mozgásának lehetőségét. Ezt a képet a jelentős léptékű oldalelmozdulással járó tektonika tovább bonyolítja. Mindezen tektonikai események eredőjeként akár kis területen belül is, metamorf fejlődésükben lényegében inkompatibilis aljzat részek kerülhettek egymás mellé.

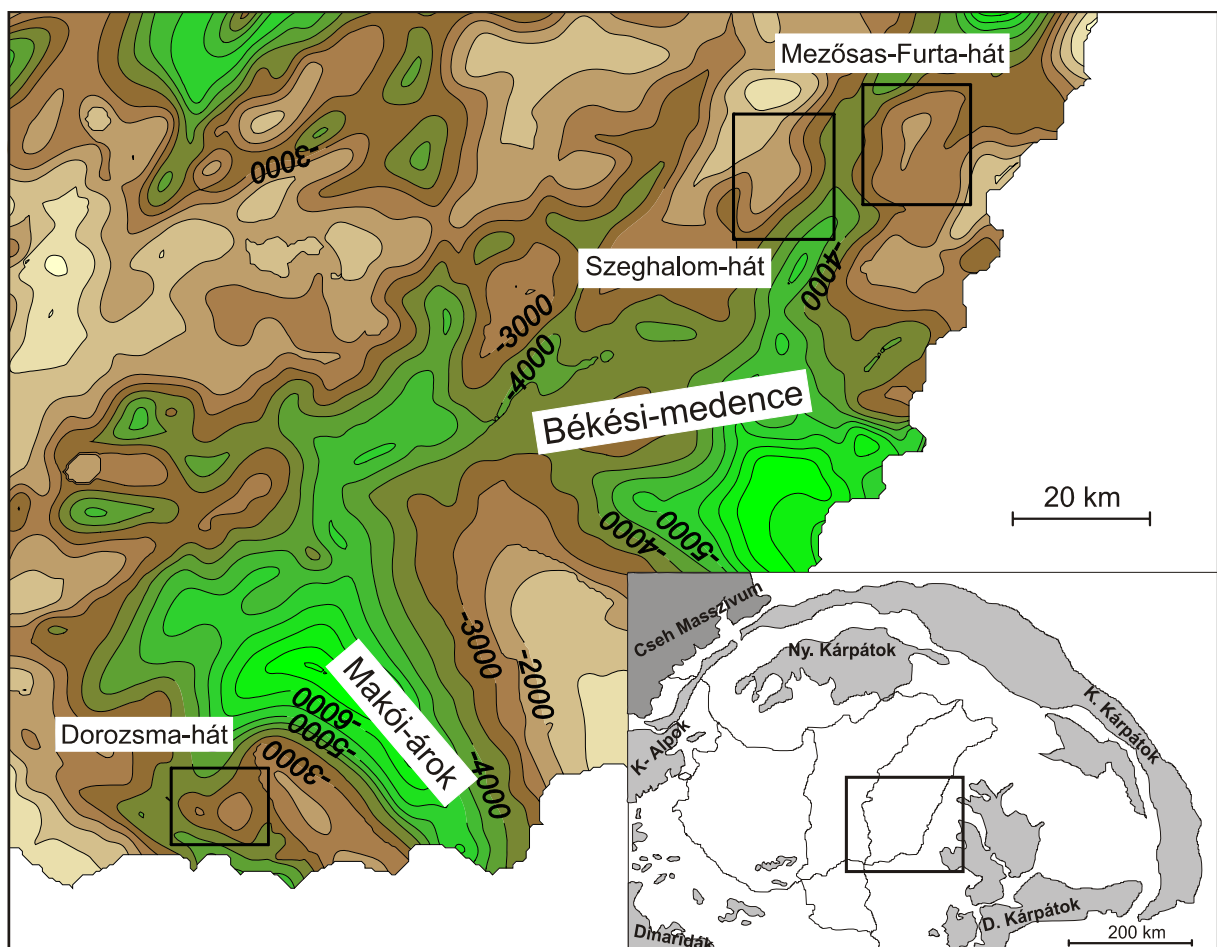
Az elmúlt évek kutatásai során kirajzolódó fejlődési kép eredményeként előállt kristályos aljzat komplexum esetében mindezek alapján fennáll a gyanú, hogy az elszeparált szénhidrogén kutatási területekről rendelkezésre álló közetminták a pre-neogén litoszféra alapvetően eltérő mélységtartományú szakaszait képviselik. Ebben az esetben az egymástól távol eső területek közötti korreláció lehetősége a korábban feltételezettnél is korlátozottabb lehet, de legalábbis fokozott óvatosságot igényel. Mindezek miatt az alábbiakban vizsgálatainkat az aljzat jól definiált részterületein végezzük, s célunk kizárólag az adott egység fejlődésének komplex elemzése.

Jelen munka két mintaterület bemutatásával foglalkozik részletesen. Bár PhD témavezetőként aktív részese voltam az elmúlt években feldolgozott további metamorf régiók komplex kutatásának is (Gyódi serpentin, Görcsönyi-hátság, Jánoshalma-hát, Ófalui palaöv), a dolgozatban ezeket a területeket nem érintjük.

II.1. KRISTÁLYOS HÁTAK A BÉKÉSI-MEDENCE ÉSZAKI PEREMÉN

II.1.1. ELTERJEDÉS, HATÁROK

A Békési-medence a Pannon-medence rendszer egyik legmélyebb részmedencéje, alatta a medencealjzat felépítése, szerkezete – mélyfúrások hiányában – nem ismert. Tőle északra a kristályos képződmények K-Ny-i csapással több egymást követő aljzat blokkban mintegy 2000 méterre emelkednek a jelenkori felszín alá, majd tovább észak felé eltűnnek a flis medence képződményei alatt (II.1. ábra).



II.1. ábra – A DK-Alföld pre-neogén aljzatának mélység térképe a kutatási területek (Szeghalom, Mezősas-Furta, Dorozsma) feltüntetésével.

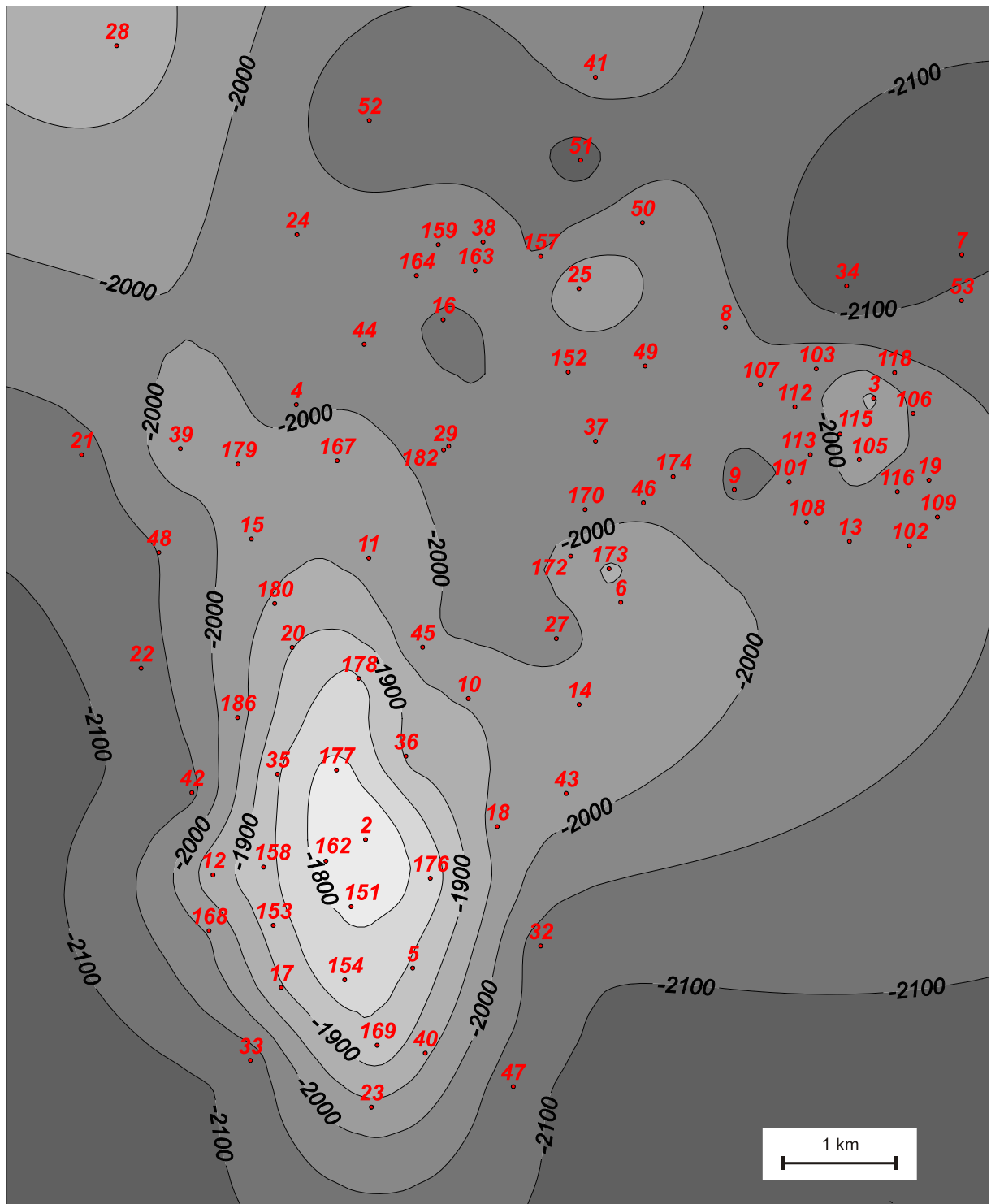
Ezen aljzat kiemelkedések mindegyikére a rendkívül komplex közettani felépítés, és a jelentős mértékű harmadidőszaki mozgásoknak köszönhetően összetett szerkezeti felépítés a jellemző (POGÁCSÁS & TSAI, 1989; POSGAY & SZENTGYÖRGYI, 1990; ALBU & PÁPA, 1992; TARI & TSAI, 1992, 1999; D. LŐRINCZ, 1996). A késő-kréta kompresszió következtében feltételezhetően ÉK-i vergenciájú aljzattakarók képződtek (TARI & TSAI, 1999), majd a szeizmikus értelmezések alapján az aljzatot ért hét egymást követő tektonikai esemény

rekonstruálható (D. LÖRINCZ, 1996). A medence süllyedés színrift szakaszában metamorf magkomplexumok jelentős vertikális mozgással együtt járó kialakulása valószínűsíthető (TARI & TSAI, 1999). A medence kinyílásával szinkron a középső miocén folyamán a Derecske-Biharnagybajom vonal mentén jelentős mértékű szinisztrális oldalelmozdulás zajlott; a transztenziós feszültségtérre utaló negatív virágszerkezetek az aljzattól a pannon üledékekig követhetők a szeizmikus képen (ALBU & PÁPA, 1992). A bádeni során felerősödő extenzió következtében az aljzat ÉD-i csapású normál vetők mentén feldarabolódott, mély árkok (pl. Vésztő, Komádi-Mezősas árok), horst-graben szerkezetek keletkeztek.

Mindezek alapján a Békési-medence süllyedése és a metamorf háta végső kiemelkedése a Pannon-medence többlépcsős neogén kialakulásához kapcsolódott, s így a fúrásokkal elért metamorf kőzettestek szerkezetileg igen komplex felépítésűek, és az összes korábbi tektonikai esemény nyomát magukon viselik. Ezért az egyes aljzat blokkok közötti nagytávolságú korreláció lehetősége *a priori* nem tételezhető fel.

Mindezek ellenére a korábbi vizsgálatok a Békési-medencét északról határoló teljes területet egy litosztratigráfiai egységbe sorolták (Körösi és Szeghalmi Formáció (SZEDERKÉNYI, 1984), Körös-Berettyó Egység (BALÁZS ED., 1984), Körösi Metamorfit Összet (FÜLÖP, 1994)) hangsúlyozva egyúttal annak nagyfokú kőzettani heterogenitását is. A továbbiakban nem célozzuk a teljes terület vizsgálatát, kizárólag két szomszédos blokk, a Szeghalom és a Mezősas-Furta metamorf dóm (SzD, illetve MFD) minden részletre kiterjedő komplex vizsgálatát tűzzük ki célul (*II.1. ábra*).

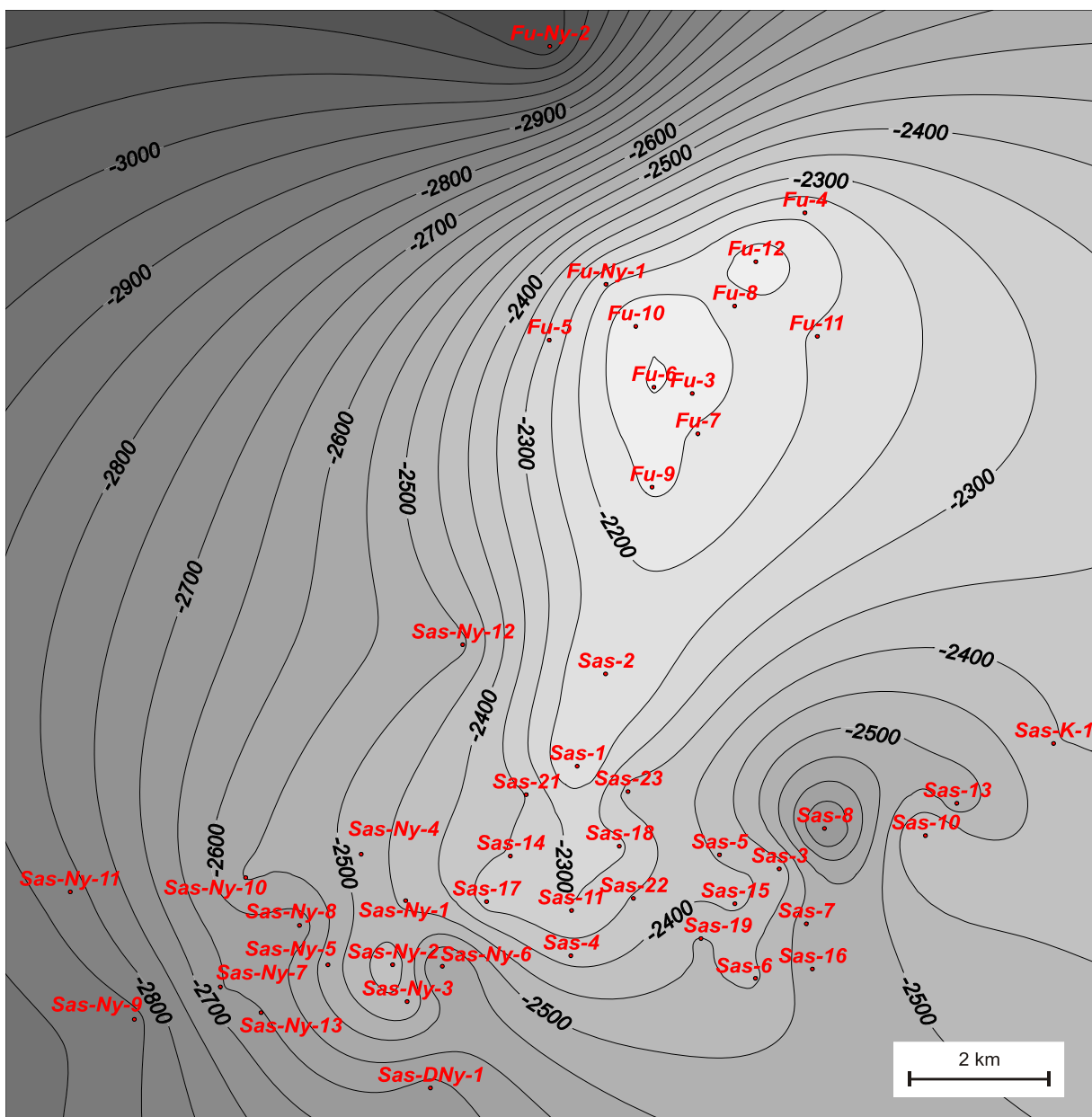
A Szeghalom-hát a Békési-medencét északról határoló aljzat kiemelkedések központi, fúrásokkal legjobban feltárt tagja (*II.2. ábra*), K és Ny felé markáns tektonikai vonalak választják el a szomszédos kiemelkedésektől (Mezősas-Furta, ill. Déva-Endrőd). Morfológiailag a hát kiemelt központi magaslatból (SzD s.s.), valamint ÉK és DNY felé hosszan elnyúló területekből áll, s így magában foglalja délen a Körösladány, Köröstarcsa, északon a Szeghalom-Észak, Füzesgyarmat, Biharnagybajom, Földes szénhidrogén kutatási területeket is (SzD s.l.). Az MFD esetében a kiemelkedés északi, legmagasabb topográfiai helyzetű részterületét a Furta, míg a hát déli lejtőjét a Mezősas és a Mezősas-Ny szénhidrogén kutatási területeket alkotják (*II.3. ábra*).



II.2. ábra – A Szeghalom-hát topográfiai viszonyai, és a metamorf aljzatot elért mélyfúrások.

II.1.2. KÖZETTANI FELÉPÍTÉS

A korai vizsgálatok a teljes Körösi Metamorfit Összletet (FÜLÖP, 1994) kőzettanilag egységes felépítésűként kezelték és rámutattak, hogy azt elsősorban különböző gneisz változatok és amfibolit, kisebb részben gránit és csillámpala alkotja (SZILI-GYÉMÁNT, 1986). BALÁZS & TSAI. (1986) kiemelt figyelmet szentelnek a különböző migmatit típusoknak (metatexit, diatexit, stb.), melyeket szöveti alapon különítettek el. Bár a csillámpala és gneisz kőzetek túlnyomó részben para eredetűek (SZEPESHÁZY, 1966) és geokémiai összetételük alapján egykori grauwacke típusú üledékeket reprezentálnak (SZEDERKÉNYI, 1984), a SZEPESHÁZY (1973) által valószínűsített, az Alföldön ÉK-DNY irányú pásztában húzódó ortogneisz zóna szintén érinti a vizsgált területet.



II.3. ábra– A Mezősas-Furta-hát topográfiai viszonyai, és a metamorf aljzatot elért mélyfúrások.

Az amfibolitok és gneiszek térbeli kapcsolatával kapcsolatban több elképzelés ismert. A furtai fúrások alapján SZILI-GYÉMÁNT (1986) modelljében a homogén gneisz tömegbe vékony amfibolit szintek települnek. SZEPESHÁZY (1971) ezzel szemben homogén amfibolit testet tételez fel, melyet granitoid (ortogneisz) telérek sűrű hálózata injektál. SZEDERKÉNYI (1984) a gneiszeken belül kiemelten foglalkozik a különösen Szeghalom környékén jellemző amfibolos gneiszekkel, melyeket orto eredetűnek ítél, s kialakulásukat részben egykori kürtőfácieshez kapcsolja. Ugyanezen közettípusok kevert jellege M. TÓTH (1994A) szerint piroklaszt eredetükkel magyarázható. Az amfibolitok geokémiai jellegük alapján elsősorban ív-mögötti medence jellegű tholeiites bazaltok (M. TÓTH, 1994A). Összetételük alapján M. TÓTH (1994B) négy fő típust különböztetett meg, ezeket azonban nem tudta térben elhatárolható szerkezeti egységekhez kapcsolni.

A terület kőzetei több fázisban metamorfizálódtak. Néhány amfibolit mintában magas nyomású, korai metamorfózisra utaló szöveti reliktumok jelenléte volt kimutatható (M. TÓTH, 1994B), amit az ásványkémiai mérések eredményei (Prp_{35-40} a gránátban) is igazoltak. A következő, Barrow típusú átalakulás (D2) a gneiszekben elérte a kianit és a szillimanit izográdot (SZEDERKÉNYI, 1984); egyensúlyi amfibol-plagioklász és biotit-gránát ásványpárok alapján az átalakulás fizikai körülményei $T_{\max} \sim 580-600\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P(T_{\max}) \sim 5-6\text{ kbar}$ becsülhetők (SZEDERKÉNYI, 1984, M. TÓTH, 1994B). SZEDERKÉNYI (1984), valamint SZEDERKÉNYI & TSAI. (1991) modellje értelmében a metamorf átalakulás a legmagasabb fokot a kiemelt hátaK KÉK-NyDny irányú tengelyzónájában érte el. E modell szerint a hátakon északi és déli irányban fokozatosan csökken a metamorf fok. Amfibol K/Ar kormeghatározási adatok alapján a maximális fokú metamorfózis kora 320-330 millió év körülire tehető.

A retrogresziót követő, területenként eltérő mértékű töréses deformáció eredményeként elsősorban kataklázit keletkezett. Az egyidejűleg kialakult repedéshálózatban kis nyomásra és hőmérsékletre utaló ásványtársulás (pirit, illit, klorit, kalcit, kvarc, laumontit) alakult ki (M. TÓTH, 1991, 1994A, B). A repedéskitöltő ásvány szekvencia a SzD területén lényegében állandó, és nem magyarázható sem retrográd metamorf, sem magmás tevékenységhez kapcsolódó hidrotermás hatásokkal (M. TÓTH, 1994B).

A vizsgált területtől északra a metamorf aljzaton mecseki típusú, pelágikus környezetre utaló pelites júra és sekélytengeri kora-kréta, míg délen villányi típusú triász üledékek települnek (BÉRCZI-MAKK & TSAI., 1997) mutatva, hogy a konszolidálódott variszkuszi aljzat részleteiben már a korai mezozoikumban felszínen volt. Az északi oldalon az üledékes sorozatok részben a kréta kompressziós mozgások során kialakult metamorf takarók alatt, inverz helyzetben találhatók.

A metamorf hátaik kiemelt területéről mezozoós üledékeket nem ismerünk, azt bádeni korú kavics, illetve zátony mészkő, majd fiatalabb törmelékes képződmények fedik.

II.2. DOROZSMA

II.2.1. ELTERJEDÉS, HATÁROK

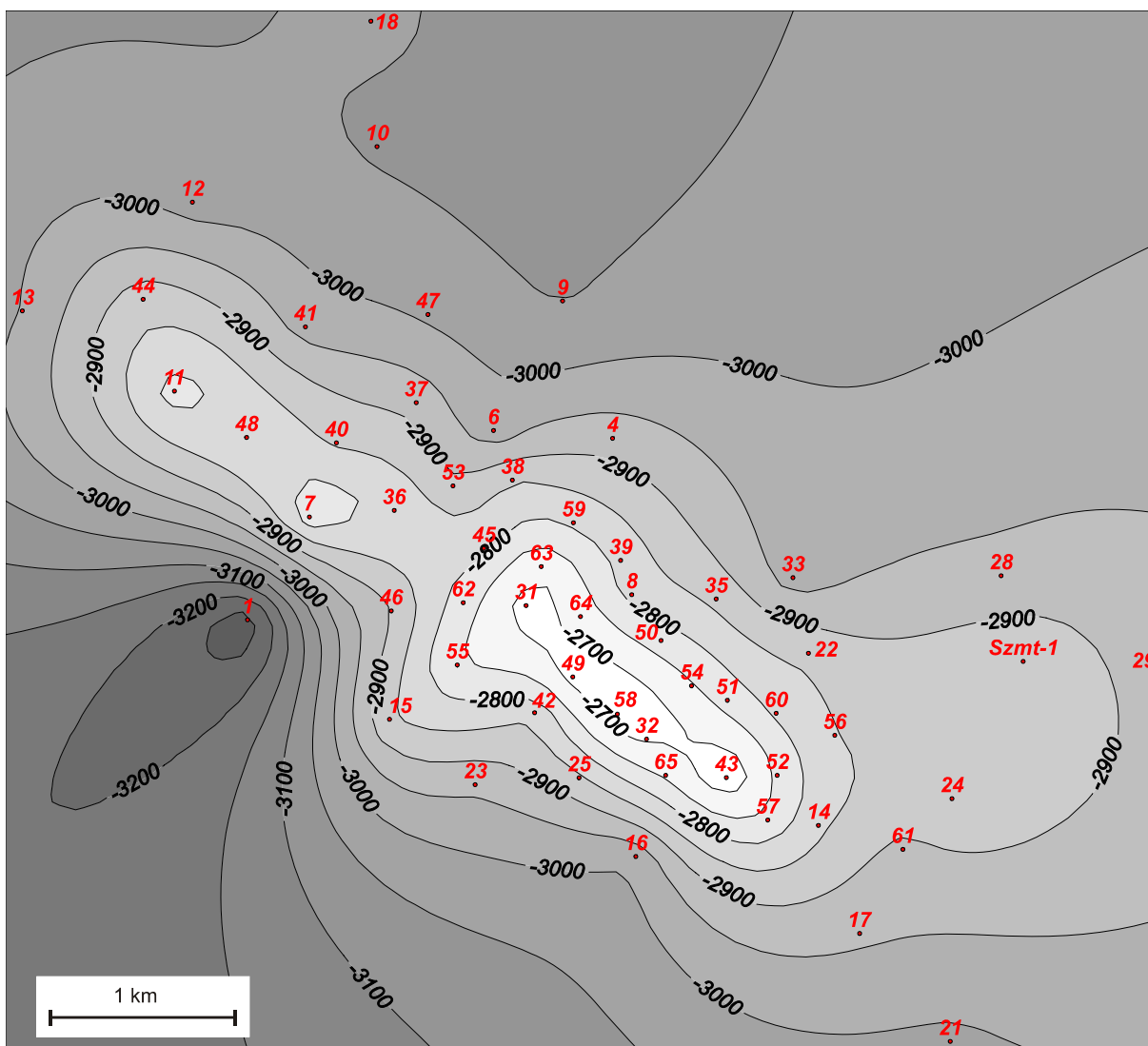
Az Alföld aljzatának rendkívül komplex fejlődése miatt az egyes részterületek határainak kijelölése régóta a kutatások egyik központi problémája. Ma is egyértelműen helytálló az a szemlélet (SZEDERKÉNYI, 1984), amely az Alföld aljzatát, mint tektonikailag különálló részegységek rendszerét tekinti, s melyek között az összevethető metamorf és posztmetamorf fejlődés alapján lehet kapcsolatot teremteni. A Dorozsma környéki aljzatot (II.1. ábra) SZEDERKÉNYI (1984) a Tiszai Formációba, míg LELKES-FELVÁRI & TSAI. (2005) a Dorozsmai Komplexum néven lehatárolt önálló egységbe sorolták. RUMPLER & HORVÁTH (1988) értelmezése szerint ugyanakkor a dorozsmai szerkezetet az algyő-pusztaföldvári kristályos magkomplexum rendszerben a háttérben kibillent aljzat blokkok alkotják. Ebben a szemléletben az algyői hát jelentős mértékű posztmetamorf kiemelkedése miatt a vizsgált terület metamorf aljzata lényegében nem rokonítható a környező területek felépítésével.

Jelen dolgozatban mindezek miatt kizárólag a Dorozsma, ill. Dorozsma-DK szénhidrogén kutatási területek vizsgálatával foglalkozunk (II.4. ábra), s nem célunk eredményeink térbeli kiterjesztése.

II.2.2. KÖZETTANI FELÉPÍTÉS

A vonatkozó szakirodalom szerint a dorozsmai szerkezettel kapcsolatos petrológiai ismereteink rendkívül hiányosak; igen eltérő véleményeket találunk olyan alapkérdésekkel kapcsolatban, mint a metamorfózis jellege, fizikai körülményei, kora stb. (összefoglalva MUCSI, 1999).

A variszkuszi, esetleg részben pre-variszkuszi polimetamorf aljzatot főleg gneisz, csillámpala és amfibolit építi fel. A gneiszekben LELKES-FELVÁRI & TSAI. (2005) andaluzit utáni kianit pszeudomorfózát ismertek fel, ami megítélésük szerint egy korai *LP-MT* utáni *MP-MT* metamorf felülbélyegzésre utal. Ez utóbbi eseménnyel kapcsolatban biotit és gránát ásványkémiiai adatokat közölnek termobarometriai következtetések nélkül. Így a metamorfózis fizikai viszonyairól kvantitatív adataink nincsenek. A legfontosabb litológiai típusok mellett SZEDERKÉNYI (1984) speciális közettípusokat is megkülönböztet (pl. leptinit, LELKES-FELVÁRI & TSAI. (2005) értelmezésében metapegmatit). Kiemelt jelentőségű a néhány fúrásban megjelenő, legfeljebb néhányszor 10 méter összvastagságban jelentkező dolomit márvány, cippolino jelenléte (T. KOVÁCS & KURUCZ, 1984). Közettani kifejlődését poligonális szövet, ugyanakkor a nagy kvarc és csillám tartalom ellenére a magasabb metamorf fokú mészsilikát ásványok teljes hiánya jellemzi (SZEDERKÉNYI, 1984). A maximális metamorf átalakulás LELKES-FELVÁRI & TSAI. (2003) gránát Sm-Nd adatai alapján perm korú lehet.



II.4. ábra– A Dorozsma környéki aljzat topográfiai viszonyai, és a metamorf aljzatot elért mélyfúrások.

Az aljzat poszt-metamorf kiemelkedése DUNKL (1994) cirkon FT mérései alapján (Do-32: 232 Ma) az a-triász során történt. Ezt alátámasztják a környéken általánosnak tekinthető permotriász üledékes sorozatok (homokkő, kavicsos homokkő, dolomit) is. Rendkívül problémás ugyanakkor a triász rétegek és az aljzat tető között települő, helyenként több száz méter vastag törmelékes képződmények genetikája. BALOGH & TSAI. (1973), valamint JÁMBOR (1998) szerint a karbon korú, metamorf kőzet anyagú breccsa kötőanyaga (agyagásványok, karbonát) alapján bizonyosan nem metamorf eredetű, valószínűleg lejtőtörmelék lehet. Az üledékes eredetet és a kort bizonyító palinológiai adatok mindazonáltal egyelőre nem ismertek. LELKES-FELVÁRI & TSAI. (2005) szerint a kérdéses fedő breccsa nem üledékes eredetű, hanem egykori nyírási zónában kialakult kataklázit.

A teljes Alföldön jelentős hatású kréta kompresszió (Kodru takaró rendszer) hatására a Dél-Alföldön főleg fedő-, részben aljzattakarók jöttek létre (TARI & TSAI, 1999). A tektonikailag megviselt metamorf tömegbe nyomultak azok a kisméretű alpi granitoid intrúziók (SZALAY, 1977, banatit – SZEDERKÉNYI, 1984), melyek kontakt hatása (szericitesedés, turmalinosodás, helyenként Sn, W anomália) a teljes Tiszai Formációban kimutatható. Másodlagos muszkoviton mért Ar/Ar korok alapján LELKES-FELVÁRI & TSAI. (2003) ugyanakkor a késő-kréta eseményt progresszív regionális metamorf eseménynek ítélik.

A Pannon-medence neogén extenziója során a dorozsmai szerkezet az algyő-pusztaföldvári kristályos magkomplex hátterét alkotta (RUMPLER & HORVÁTH, 1988). A magkomplex szerkezetet megerősítik POSGAY & TSAI. (1996) szeizmikus vizsgálatai is. Ugyanerre utalnak a TARI & TSAI. (1999) által közölt cirkon FT adatok is, melyek szerint az algyői háttól távolodva az FT korok fokozatosan nőnek (Algyő-626: 17 Ma). LELKES-FELVÁRI & TSAI (2005) ugyanakkor a Dorozsma környéki aljzatot analóg fejlődésűnek tekintik az algyői kiemelkedés és a távolabbi fúrások közeteivel, és a magkomplexum szerkezetet nem fogadják el. A kréta metamorfózist szenvedett területek közettani analógiái alapján önálló alpi takarót definiálnak, a szeizmikus és FT adatokat ugyanakkor nem illesztik be saját modelljükbe.

III. ALKALMAZOTT MÓDSZEREK

A fent megfogalmazott kutatási céloknak megfelelően a vizsgálatok során alkalmazott módszerek, mérések, eljárások köre is meglehetősen széles; az egyes kőzettípusok premetamorf eredetének meghatározásától a repedezett kőzettest tároló-léptékű hidrogeológiai modellezéséig terjed. Ennek megfelelően a használt módszereket az alábbi csoportosításban mutatom be:

III.1. PETROGRÁFIA

III.2. KŐZETKÉMIA

III.3. TERMOBAROMETRIA

III.4. GEOKRONOLÓGIA

III.5. TÖRÉSES DEFORMÁCIÓ

III.6. AZ ALAPADATOK TÉRBELI KITERJESZTÉSE

III.7. PALEOHIDROLÓGIA

III.8. PETROFIZIKA

III.9. A REPEDÉSHÁLÓZAT SZIMULÁCIÓJA

Az alkalmazott módszerek egy része széles körben használt a hazai és a nemzetközi geológiai szakirodalomban, ezért bemutatásukra csak röviden térek ki. Más módszereket egyes ritkábban felmerülő részproblémák megoldására dolgoztak ki; bár használatukra van példa, alkalmazásuk szórványosnak tekinthető. Ezeket az eljárásokat, alkalmazhatóságuk feltételrendszerét, korlátait részletesen bemutatom. A kitűzött komplex vizsgálati cél néhány problémájával kapcsolatban nem álltak rendelkezésre megfelelő módszerek, ezekben az esetekben új eljárásokat dolgoztam ki, illetve már létezőket módosítottam. Bár a jelen kutatómunka keretében kifejlesztett új módszereket célszerű lenne önálló fejezetekben bevezetni, ez zavarná a teljes vizsgálati sor koherenciájának, egységességének megértését. Ezért az új eljárásokat is jelen fejezetben mutatom be.

Természetesen vannak a dolgozatban nem, vagy csak érintőlegesen használt fontos módszerek, módszercsaládok, melyek alkalmazása alapvető az egyes repedezett metamorf tárolók vizsgálata során. Ezek közé tartoznak elsősorban a különböző geofizikai (szeizmika, lyukgeofizika), valamint a hidrogeológiai, hidrogeokémiai eljárások. Bár a dolgozatban kiemelten a kőzetanyag szerteágazó elemzésével foglalkozom, megkísérlem a fűrómag által tárolt információt a más módszereket is magában foglaló komplex vizsgálati rendszerbe integrálni.

III.1. PETROGRÁFIA

A dolgozatban használt ásványok neveinek rövidítései KRETZ (1983) alapján az alábbiak:

<i>act</i> – aktinolit	<i>amph</i> – amfibol	<i>apa</i> – apatit
<i>ath</i> – antofillit	<i>bio</i> – biotit	<i>cc</i> – kalcit
<i>cd</i> – cordierit	<i>chl</i> – klorit	<i>cpx</i> – klinopiroxén
<i>crn</i> – korund	<i>czo</i> – klinozoizit	<i>di</i> – diopszid
<i>do</i> – dolomit	<i>epi</i> – epidot	<i>fp</i> – földpát
<i>gar</i> – gránát	<i>hz</i> – hercinit	<i>ilm</i> – ilmenit
<i>kfp</i> – káliföldpát	<i>ky</i> – kianit	<i>mrg</i> – margarit
<i>mt</i> – magnetit	<i>mu</i> – muszkovit	<i>oli</i> – olivin
<i>phe</i> – fengit	<i>pl</i> – plagioklász földpát	<i>pmp</i> – pumpellyit
<i>prh</i> – prehnit	<i>qtz</i> – kvarc	<i>rt</i> – rutil
<i>sill</i> – szillimanit	<i>stau</i> – staurolit	<i>tit</i> – titanit
<i>tur</i> – turmalin	<i>wmica</i> – fehér csillám	<i>zrn</i> – cirkon

III.1.1. KÖZETMIKROSKÓPIA

Metamorf kőzetek petrográfiai vizsgálatának fő feladata a kőzetre jellemző fejlődéstörténet kvalitatív rekonstrukciója. Ez jelenti egyrészt a fő metamorf eseményt jellemző ásvány paragenézis azonosítását, másrészt a prekinematikus és poszkinematikus szöveti elemek felismerését, jellemzését, rendszerbe foglalását (SPRY, 1969; SHELLEY, 1993). A mikroszkóp alatt azonosított egyensúlyi szöveti elemek sorozata alapján nyílik mód a továbbiakban a különböző kvantitatív termobarometriai módszerek alkalmazásával a fejlődési út fizikai körülményeinek számszerűsítésére (III.3. fejezet).

Mindezek mellett munkánk végső célja szempontjából a kőzettani feldolgozás legfontosabb feladata az egyes repedezett tárolókat alkotó kőzetestek fő kőzettípusainak klasszifikációja, majd az azonos típusok térbeli kiterjesztése alapján a kőzetváz 3D modelljének megalkotása (III.6. fejezet). A litológiai alapú osztályozás bázisát képező pozitív és negatív kritériumok rendszerét elsődlegesen a fúrások által feltárt kőzetminták részletes szöveti jellemzése teremtheti meg; a kőzettípusok megkülönböztetése egyaránt lehetséges egyes szöveti bélyegek rendszeres megjelenésével és mások következetes hiányával. Ezen szöveti kritériumok alapján biztosítható az egyes kőzetcsoporthoz közti diszkrimináció, ami a csoporton belüli maximális hasonlóság, valamint csoportok között maximális heterogenitás

egyidejű meglétét tételezi fel. Kőzetek valamely csoportját akkor tekinthetjük azonosíthatónak, ha a rá jellemző szöveti bélyegek mellett a többi csoporttól való különbözőség jellegzetességeit is definiáljuk. A mikroszkópi vizsgálatok eredményeként kapott klasszifikáció eredménye a geokémiai, geokronológiai, termobarometriai adatok figyelembevételével természetesen tovább pontosítható.

Valamely mintaterületen nagy számú kőzetminta petrográfiai feldolgozása megfelelő alapot nyújthat a kőzettípusok litológiai, és ezen túlmenően metamorf evolúció alapú osztályozására. Az ily módon kialakított homogén kőzetcsoporthoz felismerése jelenti a térbeli kiterjeszthetőség, azaz a kőzetváz modell megalkotása irányába tett első lépést.

III.2. A PROTOLIT EREDETE – GEOKÉMIAI MÓDSZEREK

A kőzetkémiai vizsgálatok fő célja a petrográfiai alapon azonosított kőzetcsoportok eredetének pontosítása, hiszen metamorf kőzetek esetén a protolit jellegéről primer ásványtani, szöveti információ rendszerint nem áll rendelkezésre. A metabázikus, metagranitoid és metapelites összetételű kőzetek vizsgálata során a megfelelő, nem metamorf kőzetek osztályozására kidolgozott diszkriminációs eljárásokat alkalmazzuk.

III.2.1 ADATOK

A mainzi Johannes Gutenberg Egyetem Földtudományi Intézetében 60, a Békési-medence északi peremét reprezentáló amfibolitból, és további 40 gneiszből készült teljes kémiai összetétel meghatározás Philips PW1453 típusú röntgen fluoreszcens analizátorral, Sc-Mo cső alkalmazásával. A főelem mérések olvasztott üveggyöngyökből (kőzetpor és $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$ 1:7 arányú keverékének 1100 °C-on, platinatégelyben való megolvasztásával) készültek. A mérések kalibrálására természetes standardokat használtunk, a mérési pontosság $\pm 2\%$.

A mainzi egyetemen a fentiekkel azonos mintákból és műszerrel, préselt pasztillákból készültek nyomelem mérések. a V, Cr, Co, Ni, Zn, Cu, Ga, Rb, Sr, Zr, Y, Nb, Ba, Th, U, Pb elemekre. A mérések kalibrálására természetes standardokat használtunk, a mérési pontosság $\pm 2\%$.

12 amfibolit mintából a Budapesti Műszaki Egyetem Nukleáris Kutatólaboratóriumában neutronaktivációs módszerrel történtek mérések a következő elemekre: La, Ce, Nd, Sm, Eu, Tb, Tm, Yb, Lu.

III.3. *P-T FEJLŐDÉS – ÁSVÁNYKÉMIA, TERMOBAROMETRIAI MODELLEZÉS*

A termobarometriai számítások célja a petrográfiai vizsgálatok során felvázolt kvalitatív *P-T* út egyes állomásainak számszerűsítése; adott bizonytalanságú *P-T* értékpárok alapján a kőzetet jellemző kvantitatív *P-T* út felvázolása. A termobarometriai számítások alapja az a feltételezés, miszerint a kőzet az adott metamorf fokon egyensúlyba jutott valamely jellemzőjét a posztkinematikus átalakulás során megőrizte, s ez alapján a metamorf átalakulás fizikai körülményei – adott bizonytalanság mellett – rekonstruálhatók. A legáltalánosabban az egykori stabil ásvány paragenézis, vagy annak egyes reliktum fázisai utalnak a metamorfózis viszonyaira. Gyakoriak a szöveti reliktumok, ahol az egykori szemcsék mérete, alakja, térbeli elrendeződése alapján következtethetünk a tektonometamorf fejlődésre (KRUHL, 2001). Esetenként a maximális hőmérsékletre jellemző kémiai elemeloszlás is megőrződik a koegzisztens ásványokban, ezáltal kalibrált ásványreakciók használatát téve lehetővé.

A különböző mértékben megőrződött, eltérő litológiájú kőzetek esetén más-más termobarometriai becslési eljárás alkalmazása indokolt, melyek elméleti háttere, adatigénye, bizonytalansága alapvetően eltér egymásétól.

III.3.1. *KALIBRÁLT KATIONCSERE ÉS „NET TRANSFER” REAKCIÓK*

III.3.1.1. *A TERMOBAROMETRIAI SZÁMÍTÁSOK ELVI HÁTTERE*

Egyensúlyban lévő rendszer esetén valamely *R* reakcióra

$$0 = \sum_{i=1}^n \nu_i^* \mu_i = \Delta G_R \quad (1)$$

ahol minden ν_i fázis esetén μ_i a kémiai potenciál, ΔG_R a reakció során végbemenő Gibbs-energia változás. Ezért, mivel minden fázisra

$$\mu_i = \mu_i^0 + RT \ln(a_i), \quad (2)$$

így

$$\Delta G_R = 0 = \Delta G^0 + RT \ln K, \quad (3)$$

Ekkor

$$\Delta G_R = 0 = \Delta H_{298,1} + \int_{298}^T \Delta C_P * dT + \int_1^P \Delta V * dP - T(\Delta S_{298,1} + \int_{298}^T \frac{\Delta C_P}{T} * dT) + RT \ln K \quad (4)$$

Ezek alapján, mivel ΔC_P rendszerint elhanyagolható, és ΔV független P -től és T -től, amennyiben a reakcióban résztvevő ásványok kompresszibilitása hozzávetőlegesen megegyezik, a térfogat integrálja $\Delta V(P-P^0)$ alakra egyszerűsödik. És mivel továbbá P^0 elhanyagolható P -hez képest, a fenti összefüggés

$$\Delta G_R = 0 = \Delta H + P\Delta V - T\Delta S + RT \ln K \quad (5)$$

alakú lesz, ami $\ln K$ adott értéke mellett lineáris a P és T függvényében. Ezért

$$\left(\frac{\partial \ln K}{\partial T} \right)_P = \frac{\Delta S - RT \ln K}{RT}, \quad (6)$$

$$\left(\frac{\partial \ln K}{\partial P} \right)_T = -\frac{\Delta V}{RT}, \text{ továbbá} \quad (7)$$

$$\left(\frac{\partial P}{\partial T} \right)_{\ln K} = \frac{\Delta S - R \ln K}{\Delta V} \text{ (Clausius-Clapeyron egyenlőség).} \quad (8)$$

Mindezek alapján a nyomástól kis mértékben függő, jó termométerek esetében a reakció nagy entrópia és kis térfogat változással jár. Ezt a feltételt rendszerint az egyensúlyban lévő fázisok közötti ioncsere reakciók biztosítják. Másrésztől azok a reakciók lesznek jó barométerek, melyek esetén ΔV nagy, s így a reakció egyensúlyi görbéje kis meredekségű a P - T térben („net transfer” reakciók).

III.3.1.2. A TERMOBAROMETRIAI SZÁMÍTÁSOK BIZONYTALANSÁGA

A számos kísérleti közzétett munka ellenére termobarometriai számításaink minden esetben hibával terheltek. A lehetséges bizonytalansági tényezők némelyike szisztematikus, mások nem szisztematikusak, egy részük kvantifikálható, míg mások számszerűsítése lényegében nem megoldható probléma. A „földtani hiba” kategória alatt célszerű összefoglalni mindazokat a hatásokat, melyek abból adódnak, hogy a vizsgált ásványtársaság nem érte el a kémiai egyensúlyt, illetve a posztmetamorf folyamatok eredményeként jelenleg attól eltérő állapotot őriz. Fontos megjegyezni, hogy a szöveti egyensúly önmagában nem elégséges, bár rendszerint szükséges feltétele a kémiai egyensúly meglétének. A földtani okokra visszavezethető hibák rendszerint szisztematikus, nem statisztikus jellegű, nem kvantifikálható típusú bizonytalanságot jelentenek. A bizonytalanság másik jelentős forrását jelentik az analitikai hibák, melyek az elektron mikroszkopos mérési statisztikáját („counting statistics”), a standardizálás statisztikus voltát és a korrekciós számítási folyamattal kapcsolatos problémákat foglalják össze. Megfelelő módszerekkel az analitikai hiba becsülhető. Ezzel ellentétben, az egyes ásványok esetén nem kellő mélységig ismert koncentráció-aktivitás összefüggésből adódó hiba mértéke lényegében nem ismert. Mind az ideális viselkedés feltételezése nemideális elegykristályok esetében, mind a nemideális tulajdonság P - T függésének pontatlan extrapolációja növeli a becslési bizonytalanságot. Mindezek mellett utolsó fő szempontként az alkalmazott termométerek kalibrációs hibája járul hozzá jelentős mértékben termobarometriai számításaink bizonytalanságához. Figyelembe véve, hogy a különböző eredetű bizonytalansági tényezők egymásra rakódása esetén a hiba multiplikatív terjedésével kell számolnunk, megállapítható, hogy termobarometriai módszereink rendkívül nagy bizonytalansággal terhelt becslési eljárások.

A lehetséges hibák egy része jelentősen csökkenthető önellenőrzés-mentes termodinamikai adatbázisok alkalmazásával. Az elmúlt évtizedekben megjelent termométerek és barométerek kielégítik ezt a feltételt, hiszen vagy a többször kiegészített BERMAN (1988), vagy a POWELL & HOLLAND (1985), HOLLAND & POWELL (1985, 1990, 1998) féle adatbázis alapján kerültek kalibrálásra.

III.3.1.3. ELEKTRONMIKROSZONDA MÉRÉSEK

A kvantitatív termobarometriai számítások előfeltétele megfelelő minőségű és mennyiségű ásványkémiai adat. Az ehhez szükséges elektron mikroszonda mérések az alábbi laboratóriumokban készültek.

A mainzi (Németország) Johannes Gutenberg Egyetem Földtudományi Intézetében Camebax típusú készülékkel 15 kV gerjesztési feszültséggel, 12 nA áramerősség mellett. A standardizáláshoz természetes ásvány standardokat használtunk.

A Berni Egyetem (Svájc) Ásvány-Kőzettani Intézetében Cameca SX-50 típusú készülékkel 15 kV, 20 nA mellett, szintetikus és természetes standardok (DIAMOND & TSAI., 1994) alkalmazásával.

A Leobeni Egyetem Ásvány-Kőzettani Tanszékén ARL-SEMQ 30 típusú készülékkel, 15-20 kV, 30 nA mellett, természetes standardok alkalmazásával.

III.3.2. TERMOBAROMETRIAI MODELLEZÉS

Bár a termobarometriai számítások legpontosabb útja a kalibrált termométerek és barométerek alkalmazása, mint láttuk ezen módszerek eredménye is igen sok bizonytalansággal terhelt, melyek eredőjeként a számított hiba olykor meglepően nagy lehet (LIEBERMAN & PETRAKAKIS, 1991; KOHN & SPEAR, 1991). Számos esetben, bár egyértelmű szöveti bizonyítékok adhatók valamely metamorf ásványtársaság léte, az egykor feltételezhetően kialakult kémiai egyensúly az azóta lejátszódott posztmetamorf folyamatok eredményeként megbomlott. A petrográfiai vizsgálatok eredményeként kirajzolódó kvalitatív metamorf fejlődés ugyanakkor ezekben az esetekben is megfelelő alapot biztosíthat a P - T út numerikus jellemzésére. Igen nagy a megfelelő termodinamikai számításokat alkalmazó, fontos részleteiben mégis eltérő termobarometriai modellező rendszerek száma, mint pl. a GeO-Calc (BROWN & TSAI., 1988), a Perplex (CONNOLLY, 1990), az EQMin (MARTÍN, 1996), a Bayes (CHATTERJEE & TSAI., 1998), a Thermocalc (HOLLAND & POWELL, 1998), a Webinveq (GORDON, 1998), vagy a SPEAR által kifejlesztett GIBBS és a KOHN & SPEAR nevével fémjelzett GTB szoftvercsomagok. A továbbiakban mindezek közül két megközelítést, a TWQ (BERMAN, 1991), valamint a DOMINO/TERIAK (DE CAPITANI, 1994) modellező rendszereket mutatjuk be és fogjuk használni.

III.3.2.1. EGYENSÚLYI REAKCIÓK MODELLEZÉSE - TWQ

A TWQ (korábban TWEEQ – Thermobarometry with estimation of equilibrium state) modell (BERMAN, 1991) alapfeltevése, hogy a modellezett ásványtársaság valamely metamorf P - T -n teljes egyensúlyba jutott, s azóta az egyes fázisok összetétele nem változott. Ekkor a paragenézist jellemző kémiai alrendszerben (megfelelő termodinamikai adatbázist alkalmazva) az összes algebrailag lehetséges egyensúlyi reakció helyzete meghatározható a P - T síkban. Ideális feltételek mellett (pontosan ismert az egyes fázisok kémiai összetétele, valamint minden termodinamikai és elegyedési jellemzőjük), a rendszerben felírható reakciók egyetlen pontban (az egyensúlyi P - T pontban) metszik egymást. Az ettől való eltérés egyrészt utal arra, hogy a vizsgált kőzet elérte-e az egyensúlyt, illetve a posztmetamorf átalakulások során attól szignifikánsan eltért-e. Másrészt a deviancia mértéke, s így a termobarometriai számítás hibája kvantifikálható; az INTERSX nevű alprogram a független reakciók metszéspontjaiként előálló összes P - T pont átlagát és szórását számítja megfelelő súlyozási feltételrendszer (maximális ΔS és ΔV , minimális $\ln K$, reakció görbék metszési szöge) teljesülése mellett.

III.3.2.2. STABIL ÁSVÁNYPARAGENEZIS MODELLEZÉSE - DOMINO/THERIAK

A DOMINO/THERIAK (DE CAPITANI, 1994) modellező rendszer célja tetszőleges P - T pont (vagy intenzív változók bármely más kombinációja) esetén az egyensúlyi ásványparagenézis számítása a vizsgált kőzet (vagy annak szövetileg egyértelműen definiálható tartománya) teljes kémiai összetétele alapján. A modellezés során bármely P - T pont esetén az adott kémiai rendszerben a használt termodinamikai adatbázis (pl. BERMAN, 1988) alapján algebrailag lehetséges ásványparagenézisek közül az algoritmus a minimális Gibbs-energiáját tekinti stabilnak (DE CAPITANI & BROWN, 1987). Az így kapott fázis diagram összevethető a mikroszkópi elemzések során megfigyelt paragenézissel, mind az egyes fázisok modális arányait, mind azok kémiai összetételét tekintve.

Polimetamorf kőzet vizsgálata esetén, amennyiben a kőzet a fejlődés egymást követő állomásait képviselő szöveti reliktumokat tartalmaz, azaz bizonyíthatóan nem jutott szöveti (s így kémiai) egyensúlyba, a kalibrált termobarométerek alkalmazása rendszerint hibás eredményhez vezet. Ebben az esetben is meghatározható ugyanakkor a kőzetben adott részterületek, mint geokémiai domének kémiai összetétele az egyes ásványok összetétele és modális mennyisége alapján. Ekkor – feltételezve, hogy a kőzet lokálisan egyensúlyba jutott, s a relik fázisok sorozata a kőzet P - T fejlődését reprezentálja – a DOMINO/THERIAK modellezés iteratív ismétlésével a teljes kémiai összetétel és a stabil paragenézis számítása finomítható, és a modell eredménye a mikroszkópi megfigyeléssel konzisztenssé tehető. Így,

mivel a számítás minden P - T pontban az adott kémiai összetétel esetén minimális Gibbs-energiájú ásványtársaságot eredményezi, a megközelítés rendszerint jól alkalmazható az egymást követő ásványtársaságok stabilitási tartományának becslésére, s így a P - T evolúció rekonstrukciója során (NUSSBAUM & TSAI., 1998; MEYRE & TSAI., 1997; M. TÓTH & TSAI., 2000; KELSEY & TSAI., 2004). Nem izokémikus metamorf átalakulások (fluidum-tartalmú reakciók, metasomatózis) esetén a P - T tér vizsgálata helyett a megfelelően választott T - X_i (P - X_i) tér modellezése lehet célravezető.

Ellentétben a kalibrált termobarométerek alkalmazásával, a DOMINO/THERIAK modellezés valamely P_0 - T_0 pont helyett adott egyensúlyi ásványtársaság stabilitási tartományát számítja. Ezért az eredmény nem gaussi hiba típusú bizonytalansággal terhelt, hanem – mind a T mind a P vonatkozásában – intervallum típusú eredményt ad. Ez a robosztus megközelítés ugyanakkor jóval kevésbé érzékeny a termobarometriai számításainkat terhelő, fent tárgyalt hibaforrásokra.

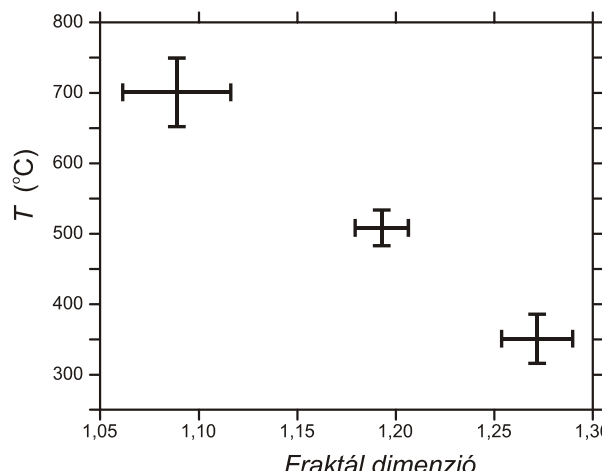
A továbbiakban mind a TWQ, mind a DOMINO/THERIAK típusú modellezés során BERMAN (1988) többször kiegészített termodinamikai adatbázisát, s a *III.1.* táblázatban összefoglalt aktivitás modelleket használjuk.

III.3.3. SZÖVETI ALAPÚ (REKRISZTALLIZÁCIÓ MÉRTÉKE ALAPJÁN KALIBRÁLT) TERMOMÉTEREK

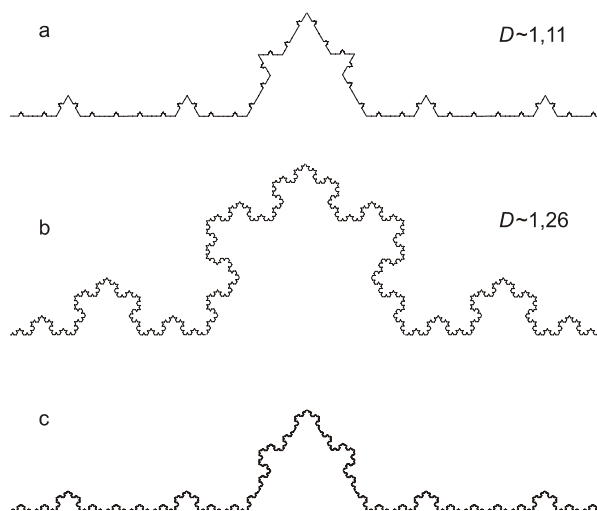
III.3.3.1. KVARC SZUTÚRÁK VIZSGÁLATA

Nagy kvarc-tartalmú magmás és metamorf kőzetek esetében gyakori az egymást érintő azonos típusú ásvány szemcsék határán a kristályosodás és deformáció történet hatásait tükröző szutúra vonal kialakulása. Mivel az egyes szemcsék szabad energiáját jelentős mértékben a szemcsehatár hossza (a szemcse felülete) határozza meg, polikristályos anyag ezen érték csökkentésére, s így egyenes határok elérésére törekszik. A folyamat a hőmérséklet emelkedésével egyre hatásosabbá válik, ami magas hőmérsékleten kialakult poligonális szövetek esetében közel egyenes; míg pl. alacsony hőmérsékletű nyírás rendkívül tagolt, bonyolult lefutású szemcsehatárt eredményez (MASUDA & FUJIMURA, 1981). Kísérleti körülmények között deformált polikristályos kvarc aggregátumok mikroszkópi vizsgálata alapján HIRTH & TULLIS (1992) különböző diszlokációs tartományokat határoztak meg, melyekben – a hőmérséklet emelkedésével párhuzamosan – a szemcsehatár vándorlástól a diszlokációs csúszásig változik a hatásos folyamat jellege. KRUHL & NEGA (1996) polikristályos, eltérő hőmérsékleten rekrisztallizálódott kőzetekben hasonlították össze a kvarc szemcsék között kialakuló szutúra vonal bonyolultságát, és ennek mértéke alapján

termométert kalibráltak (III.1. ábra). Az eljárást kísérleti adatok alapján TAKASHI & TSAI. (1998) finomították.



III.1. ábra – A Kruhl & Nega (1996) által kalibrált, a kvarc szutúrák bonyolultságán alapuló termométer.



III.2. ábra – a, b) Eltérő fraktál dimenzió értékkel (~1,11, ~1,26) jellemezhető, eltérő bonyolultságú Koch görbék. c) Az előző kettő kombinációjaként előálló görbe nagy mérettartományban D~1,11, finomabb felbontás mellett D~1,26 dimenzióval jellemezhető.

A szemcsehatár olyan geometriai objektum, amely mérettartománytól függetlenül önmagához hasonló görbe, ennek megfelelően bonyolultságának mértékét KRUHL & NEGA (1996) a szutúra fraktál dimenziójaként definiálják, s mérésére a MANDELBROT (1967) által bevezetett módszert ajánlják. Ennek lényege, hogy a mért, bonyolult görbét r hosszúságú szakaszokból álló poligonnal közelítjük, s ekkor a különböző r értékek mellett kapott $L(r)$ hosszúságokra igaz, hogy $L(r) = r^{1-D}$, ahol D a keresett fraktál dimenzió értéke. Alacsony (~ 1) dimenzió érték viszonylag sima szutúra vonalat és ennek megfelelően magas hőmérsékletet jelez, míg a hőmérséklet csökkenése tagolt görbét, és magasabb dimenzió értéket eredményez. Matematikai szempontból a kvarc szutúra vonalak az általánosított Koch görbével (MANDELBROT, 1983) azonosíthatók, melyek közül két eltérő dimenzió értékkel jellemezhető, így eltérő bonyolultságú, valamint az ezek kombinációjaként előálló bifraktál görbét mutat be a III.2. ábra. Szemcsehatár fraktál dimenziójának származtatására más eljárások is ismertek; TAKAHASHI & TSAI. (1998) a LOVEJOY (1982) által bevezetett „terület-kerület” (area-perimeter) módszert ajánlják.

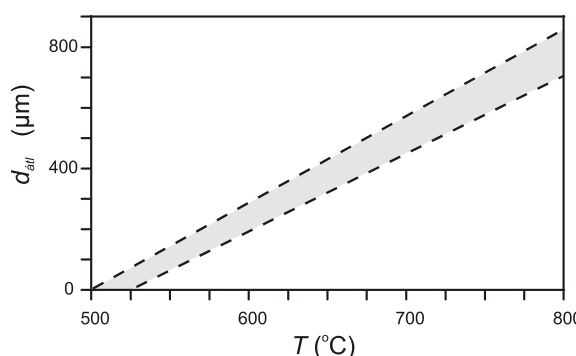
A szutúrák bonyolultságának mérése a fenti módszerrel hagyományosan a felnagyított csiszolati képen végzett kézi méréssel történik.

A szubjektív okok miatti bizonytalanság csökkentése érdekében JÁNOSI & TSAI. (2007) jóval kisebb hibával terhelt, képanalízisen alapuló metodikát dolgoztak ki. Az eljárással a különböző mérettartományokban beolvasott digitális képeken alkalmazott képmanipulációs (kontrasztosító, élfelismerő) algoritmusokkal, majd vektorgrafikus transzformációval az automatikus kiértékelést zavaró részletektől megtisztított, a szutúra vonalat egy pixel vastag vonalként megjelenítő képformátumot állítanak elő. Ez a kép a Benoit 1.0 fraktál geometriai szoftverrel értékelhető, s így a szutúra bonyolultsága mérhető.

A kvarc szalagokban tapasztalható jelentős mértékű szemcseméret csökkenésből, valamint a szemcsék megnyúltságából adódó termometriai, paleopiezometriai becslési lehetőségeket (WHEELER, 1984; GLEASON & TULLIS, 1993; KRUHL, 1998; MORGAN & LAW, 2004) jelen dolgozatban nem tárgyaljuk.

III.3.3.2. FÖLDPÁT REKRISZTALLIZÁCIÓ

A szemcsehatár geometriája mellett a metamorfózis fizikai körülményeire utaló legfontosabb szöveti bélyeg a szemcsék méreteloszlása. Igen régi az a megfigyelés, miszerint emelkedő hőmérséklettel azonos típusú ásványok szemcséi fokozatosan növekvő méretet vesznek fel (SPRY, 1969). A szemcseméret eloszlás különösen a feszültség-mentes viszonyok között kialakuló poligonális szövetek esetén megbízható indikátora a metamorf



III.3. ábra – A Kruhl (2001) által kalibrált, poligonális földpát szemcsealmazatok átlagos szemcseméretén alapuló termométer.

hőmérsékletnek. KRUHL (2001) számításai szerint plagioklászból álló poligonális szemcsealmazatokban az átlagos szemcse átmérő a hőmérséklet lineáris függvénye, ami az 500-800 °C intervallumban szöveti alapú termométer kalibrálását teszi lehetővé (III.3. ábra).

Az eljárás különösen alkalmas olyan nagy földpát-tartalmú kőzetek termometriai vizsgálata során, melyek nagyon egyszerű ásványos összetétele egyéb módszerek használatát nem teszi lehetővé (pl. különböző gneisz típusok).

III.4. GEOKRONOLÓGIA

A geokronológiai vizsgálatok során az ismert P - T fejlődésű kőzetek esetében eltérő záródási hőmérsékletű izotóp rendszereket használtunk az evolúció korviszonyainak tisztázása céljából. Az alkalmazott mérési eljárások során monacit geokémiai (Pb/Th) kor, valamint amfibol, biotit és földpát K/Ar korhatározást végeztünk.

III.4.1. MONACIT GEOKÉMIAI KOR

A geokronológiai vizsgálatokra széles körben alkalmazzák az U és a Th-tartalmú ásványokat, mindenekelőtt a cirkont. Ezek az eljárások rendszerint viszonylag nagy mennyiségű kiindulási kőzetanyagból az adott járulékos ásvány szemcsék kiszeparálásával kezdődnek. Mivel a vizsgált metamorf aljzatból meglehetősen kevés anyag áll rendelkezésre, s célunk ebből a fűrómag mennyiségből a maximális információt kinyerni, a nagy anyag igényű, destruktív módszer helyett más eljárást választottunk.

Mivel a monacitban rendszerint elenyésző a nem radioaktív ^{204}Pb mennyisége, benne a mérhető összes ólom és a – rendszerint a ^{232}Th bomlásából származó – radiogén ólom koncentrációja közel azonos egymással (MONTEL & TSAI., 1994). Ez az alapja a monacit vékonycsiszolatból történő geokémiai vizsgálatának, melynek során a szemcse Th, U és Pb tartalmát kell meghatározni, s ebből a felezési idők ismeretében a szemcse kora számítható. Mivel a záródási hőmérséklet a monacit Th/Pb rendszerben igen magas ($> 700\text{ }^{\circ}\text{C}$, COPELAND & TSAI., 1988; PARRISH, 1990; MEZGER & TSAI., 1991), a számított kort képződési korként fogadhatjuk el.

A mérések Svájcban, a Berni Egyetem Ásvány-Kőzettani Intézetében készültek, előzetes petrográfiai és termobarometriai vizsgálatok alapján kiválasztott minták vékonycsiszolatain. A mintákat az intézet laboratóriumában kidolgozott előkészítési eljárást (SCHERRER & TSAI., 2000) követve preparáltuk, majd röntgen elemtérkép és BSE (visszaszórt elektron) képek alapján kijelöltük a monacit szemcséket. Ennek a lépésnek a fő célja az optikai mikroszkóppal nem, vagy csak bizonytalanul határozható ásványok (mindenekelőtt cirkon, xenotim) és a monacit szemcséinek megkülönböztetése volt. A szükséges elemkoncentrációk kvantitatív mérése μ -XRF készülékkel történt, $\sim 40\text{ }\mu\text{m}$ felbontás mellett. Az eljárás fő korlátját jelentő Pb határozási küszöbe $\sim 10\text{ ppm}$ volt, ami az elektron mikroszkóp alapú geokémiai korhatározásnál nagyobb pontosságot biztosít, egyúttal fiatalabb korok meghatározását is lehetővé téve.

Két mintán plazma-ionizációs multi-kollektor tömegspektrometriával (PIMMS) ellenőrző izotóp korhatározást végeztünk a $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ rendszerben, a mérés eredményét a ^{204}Pb koncentrációval korrigálva. A mérés (PARRISH & TSAI., 1999) eljárása alapján a Brit Geológiai Szolgálat nottinghami izotóp laborjában készült.

III.4.2. AMFIBOL, BIOTIT, PLAGIOKLÁSZ FÖLDPÁT K/AR KOR

Amfibol, biotit és földpát mérések ásvány szeparátumokon készültek. A szeparálás, a minta előkészítés, a K és az Ar koncentráció mérése a BALOGH (1985) által részletezett eljárás alapján történtek az MTA ATOMKI laboratóriumában. A K/Ar korok számítása a STEIGER & JÄGER (1977) által adott konstansok alapján történt.

A dolgozat további részében a saját adatbázist kiegészítem a mintaterületről mért korábbi, részben nem publikált K/Ar, Ar/Ar és cirkon FT adatokkal is.

III.5. TÖRÉSES DEFORMÁCIÓ, TÖRÉSHÁLÓZATOK

III.5.1. TÖRÉSEK, TÖRÉSRENDSZEREK SZERKEZETFÖLDTANI JELLEMZÉSE

Megfelelő fizikai feltételek teljesülése esetén a kőzetek deformációját töréses szerkezetek kialakulása jellemzi; ekkor a kőzet jól definiált síkok, illetve zónák mentén eltörik. Mivel az így kialakuló törésrendszer a vizsgált kőzettest hidraulikai sajátosságai, a fluidumok mozgása, tárolása szempontjából alapvető fontosságú, mind keletkezési körülményeinek tisztázása, mind – az ezen fejlődés eredményeként kialakuló – térbeli megjelenésének rekonstrukciója igen lényeges kérdés.

Az adott deformációs esemény hatására kialakuló törések rendszerint törésrendszereket definiálnak. Az összetartozó egyedi repedések széles skála intervallumon jelenhetnek meg a szubmikroszkópos méretűtől a több százméteres nagyságúakig (ALLÈGRE & TSAI., 1982; TURCOTTE, 1992; OUIILLON & TSAI., 1996), melyek egyes jellegzetességei összevethetők a különböző mérettartományokban (összefoglalva KORVIN, 1992; TURCOTTE, 1992; LONG, 1996; WEISS, 2001). Ezáltal a törések, mikrotörések feltárásokban, fúrómagokon rögzíthető szerkezetföldtani adatai fontos információt szolgáltathatnak a nagyléptékű szerkezetekről, vetőkről, vetőzónákról is. A törések jellemzésének, osztályozásának számos szempontja van, melyek nagy része ugyanakkor csak bizonyos skála tartományon belül vizsgálható. A paraméterek jelentős része leíró jellegű, más részük (pl. méret, orientáció, térbeli sűrűség, stb.) mérhető.

A relatív elmozdulás alapján a törések két fő alaptípusra oszthatók, melyek között számos átmenet definiálható. A tenziós törések (Mode I, litoklázisok) esetén a relatív mozgás merőleges a törés falára, míg a nyírási törések (Mode II, vetők) esetében a mozgás ugyanezzel az iránnyal párhuzamos. A vetőket gyakran kíséri vetőzónák, melyekben – elsősorban a mélység függvényében – különböző tektonikus kőzettípusok, vető breccsa, kataklázit, milonit fejlődhetnek ki. Mivel a továbbiakban megfigyeléseinket elsősorban fúrómagokon tesszük, a törések klasszifikációja során kizárólag mezo- és makro-skálán megfigyelhető jellegzetességeket a továbbiakban nem tárgyaljuk. Mivel kis léptékben nem mindig dönthető el, hogy az adott törés vető vagy litoklázis, ahol arra nincs egyértelmű bizonyíték, az összefoglaló törés, repedés nomenklatúrát alkalmazzuk.

A törések felszínén megjelenő, kis mérettartományban tanulmányozható bélyegek számos lényeges információval szolgálhatnak az eredettel, mozgással, relatív korrál, posztkinematikus cementációval kapcsolatos kérdések tisztázásában. Bár morfológiai kritériumok alapján ismert a litoklázisok részletes geometriai, genetikai osztályozása (összefoglalva, pl. TWISS & MOORES, 1992), ezt a finom beosztást a későbbiekben nem volt

módunk használni, ezért összefoglalásától eltekintünk. A mozgás irányára, értelmére utaló indikátorok (vetőkarcok, vetőtükrök, ásványlépcsők, stb.) megfigyelése, dokumentálása ugyanakkor alapvető szempontnak bizonyult az egyes vizsgálati területeken a kisméretű törések osztályozása, diszkriminációja során. Az így elkülönített, nagyszámú adatból álló, fúrómag léptékben normál, inverz, oldalelmozdulásos, stb. jellegzetességeket mutató vetőcsoportok még úgy is alkalmazhatók a fővetők irányának, értelmének minősítésére, hogy ismert a makro és mikro szerkezetek gyakori inkoherenciája. Az azonosított típusú törések geometriája (pl. elvégződés, metsződés) és további, pl. a repedések kitöltésére vonatkozó vizsgálatok alapján lehetőség nyílik a törésgenerációk relatív korának tisztázására is.

Fúrómag, sőt inkább mikroszkópi léptékben vizsgálható paraméter rendszer jellemzi a repedések cementációjával kapcsolatos folyamatokat. A rendszerint egymást követő ásványok kiválásával járó, de gyakran a mellékkőzet átalakulását, kioldódását is okozó víz-kőzet kölcsönhatás folyamatok elemzési lehetőségeit a *III.7. fejezetben* tárgyaljuk.

A törések kvalitatív jellemzői, mérhető paramétereinek (méret, térbeli sűrűség) értékei alapvetően függenek az adott deformált kőzettípus petrográfiai tulajdonságaitól; az ásványos összetételtől, szemcseméret eloszlástól, szerkezettől, korábbi irányítottságtól. Emellett, természetesen, döntő súlya van azon fizikai viszonyoknak, amelyek között az alakváltozás végbemegy; a feszültségtér primer jelentőségét számottevően módosítják a környezeti feszültség, a hőmérséklet és a kőzetben tárolódó fluidum tartalom is. A végeredményként előálló törésrendszer, mint egyedi törésekből álló geometriai objektum mindezen hatások eredőjeként jön létre. Így, bár a Coulomb kritérium értelmében bizonyítható a genetikai kapcsolat a feszültségtér és a repedésrendszer geometriája között (pl. CAMPOS & TSAI, 2005), utóbbi alapján az előbbi nem vezethető le egyértelműen. Ez az oka annak, hogy a későbbiekben (*III.9. fejezet*) tárgyalandó szimuláció sok más megközelítéssel (pl. OLSEN, 1993; RENSHAW & POLLARD, 1994; RILEY, 2004) szemben nem az adott feszültségtérben történő töréshálózat kialakulásának folyamatát, hanem a kialakult komplex geometriai mintázat rekonstrukcióját célozza.

III.5.2. TÖRÉSEK GEOMETRIAI ELEMEI

A törések és töréshálózatok értelmezésében a leíró jellegű szerkezetföldtani és mikrotektonikai jellegzetességek mellett fontos szerep jut a kvantitatív paramétereknek is. Az egyedi repedések véges kiterjedésű, rendszerint bonyolult módon és többszörösen meghajlított kétdimenziós felületekként értelmezhetők, melyek azonban a legtöbb esetben síklapokkal megfelelően közelíthetők (CHILES & DE MARSILY, 1993). Alakjuk a legtöbb homogén összetételű kőzetben, pl. a gránitban (TWISS & MOORES, 1992) körhöz közeli, míg

jól fejlett rétegzettséggel, padossággal jellemzett üledékes kőzetekben (rétegzett homokkövek, karbonátos kőzetek) nagyfokú anizotrópia (ellipszis) is kialakulhat. Esetünkben mind a törések parametrizálása, mind a későbbi szimuláció során a kör reprezentációt követjük, megjegyezve, hogy más szimulátorok (pl. FRACMAN, DERSHOWITZ & TSAI., 1993) sokszög alakú repedésekkel dolgoznak. Ennek megfelelően az egyedi töréseket egyértelműen leíró geometriai paraméterek a kör középpontjának térbeli helyzete, a kör sugara és irányítottsága (dőlés, csapás). Törés rendszerek esetén mindez a középpontok térbeli sűrűségét leíró függvényként, valamint a sugarra és a dőlés-csapás érték párokra jellemző eloszlás függvényekként értelmezhető. A törésrendszer hidraulikai jellemzése feltételezi az egyedi törések pozitív térfogatát, ezért a vastagság nélküli körlapokat adott nyitottságú („aperture”) lapos korongokkal („parallel plate model”, WITHERSPOON & TSAI., 1980; NEUZIL & TRACY, 1981; ZIMMERMAN & BODVARSSON, 1996) helyettesítjük.

A repedeshálózat parametrizálása és szimulációja (III.9. fejezet) során előforduló jelöléseket az alábbiakban foglaljuk össze:

Repedés (fracture)	f (indexben)
Hosszúság (sugár) a 3D-ban	L
Hosszúság nyoma 2D síkon	l
Nyitottság (aperture)	a
Fraktál dimenzió	D
Fraktál dimenzió 1D, 2D, 3D metszetben	D_1, D_2, D_3
Repedés középpontok dimenziója	D^c
Hurst-féle kitevő	H
Dőlés	α
Csapás	β
Hosszúság eloszlás paraméterei	$E, F - N(L) = F * L^{-E}$
Nyitottság függvény paraméterei	$A, B - a = A * L + B$
Porozitás	Φ
Repedezett porozitás	Φ_f
Permeabilitás tenzor eleme	$k_{i,j}$
Cella oldalhossza	r

III.5.2.1. SUGÁR (HOSSZÚSÁG)

A töréses elemek egyik legfontosabb, fluidum vezetés-tárolás szempontjából is alapvető tulajdonsága a repedések hossza, illetve három dimenzióban – a korong modellt alkalmazva – azok átmérője. Számos szerző foglalkozott adott generációba tartozó törések méreteloszlásának leírásával (pl. DAVY, 1993; BOUR & DAVY, 1997; DE DREUZY & TSAI., 2001; BONNET & TSAI., 2001). Általános egyetértés van abban a tekintetben, hogy a hosszúság adatok valamely nem szimmetrikus eloszlással közelíthetők megfelelően, azaz – a Griffith-féle törésterjedési modellnek megfelelően – a kisméretű törések száma jelentősen meghaladja a nagy töréseket. A leggyakrabban alkalmazott modell szerint (YIELDING & TSAI., 1992; MIN & TSAI., 2004) legjobban a

$$N(L) = F * L^{-E} \quad (1)$$

sűrűségfüggvényű hatványfüggvény típusú eloszlás írja le a repedésméretetek viselkedését.

III.5.2.2. NYITOTTSÁG (APERTURE)

A repedések nyitottsága a szimulációs munka második felében válik lényegessé, amikor a repedéseket reprezentáló körlapok térbeli elhelyezése után a generált hálózatot hidraulikai paraméterek (porozitás, belső permeabilitás tenzor) becslésére kívánjuk felhasználni. A nyitottság megfelelő definiálása számos problémával terhelt. Az eredeti deformációs folyamat hatásán túl a repedés nyitottságát – akár pontról pontra eltérő mértékben – befolyásolhatják a víz-közet kölcsönhatás folyamatok eredményei akár a nyitottság növekedése (oldódás), akár annak csökkenése (cementáció) irányában. Valamely repedezett tároló adott irányú töréseinek kinyílása vagy bezáródása alapvetően a megfelelő mélységben uralkodó recens feszültségtér tulajdonságaitól függ (ALLEN & ROBERTS, 1982), így az effektív nyitottság felszíni mérésekkel nem meghatározható. A fluidumnak a repedésben történő mozgását mindezek mellett alapvetően meghatározza a felület (repedésfal) érdessége is (KUMAR & BODVARSSON, 1990; KUMAR & TSAI., 1991; LIU, 2005), így végső célunk, az áramlás modellezése szempontjából az egyedi repedésre vonatkozó hatékony nyitottság becslése meglehetősen problematikus (VERMILYE & SCHOLZ, 1995). LECKENBY & TSAI. (2005) ennek feloldására a kitöltött repedések vastagságával, mint „paleo-nyitottság” értékekkel számolnak.

A mérés nagyfokú bizonytalansága ellenére a repedéshálózatok modellezésével foglalkozó szakirodalom egybehangzó megállapítása alapján a nyitottság – a hosszúsághoz hasonlóan – hatvány függvény eloszlást követ (DE DREUZY & TSAI., 2002; ORTEGA & TSAI., 2006). Másrészt, a repedések hossza és fizikai nyitottsága között statisztikai értelemben

szoros lineáris kapcsolat tételezhető fel, amint azt az elméleti megfontolások (POLLARD & SEGALL, 1987) és a tapasztalati (BARTON & LARSEN, 1985; LOISEAU, 1987; VERMILYE & SCHOLZ, 1995; GUDMUNDSSON, 2000; GUDMUNDSSON & TSAI., 2001) eredmények is igazolják. Azaz

$$a = A * L + B. \quad (2)$$

Bár B értéke elméletileg nulla, hiszen a „kiterjedés nélküli repedés” nyitottságára utal, mivel (2) paramétereit rendszerint mérési adatokból lineáris regresszióval határozzuk meg, előfordulhat $B \neq 0$ érték is. A maximális nyitottság és a hosszúság hányadosaként definiált arány (azaz a regressziós egyenes meredeksége) számos különböző közettípusra litoklázisok esetén $2 \cdot 10^{-3} - 8 \cdot 10^{-3}$ körül, míg nyírásos repedésekre $3 \cdot 10^{-3}$ és $3 \cdot 10^{-2}$ körül alakul (OPHEIM & GUDMUNDSSON, 1989; VERMILYE & SCHOLZ, 1995).

III.5.2.3. IRÁNY

Adott generációhoz tartozó törés rendszerek rendszerint jól definiált irányokat jelölnek ki. Míg a szisztematikus litoklázisok megközelítőleg párhuzamos lefutásúak, a vetők rendszerint két markáns iránnyal jellemezhető konjugált, esetleg bonyolultabb Riedel rendszereket alkotnak. A repedéseket jelképező korongok térbeli helyzetét meghatározó paraméterek a dőlésszög és a dőlésirány, melyek együttes eloszlását számos szerző kétváltozós Fisher eloszlásfüggvénnyel tartja közelíthetőnek. Mivel a mintázás irányával akár 1D, akár 2D esetben kis szöget bezáró törések törvényszerűen alulreprezentáltak a mintában, célszerű a dőlés/csapás adatokat a TERZAGHI (1965) által bevezetett formula alapján korrigálni.

A továbbiakban a tapasztalatunk szerint nagy hibával közelítő elméleti eloszlásfüggvények alkalmazása helyett az eredeti, mért adatok alapján korrigált adatbázist használjuk a szimuláció során.

III.5.2.4. TÉRBELI SŰRŰSÉG

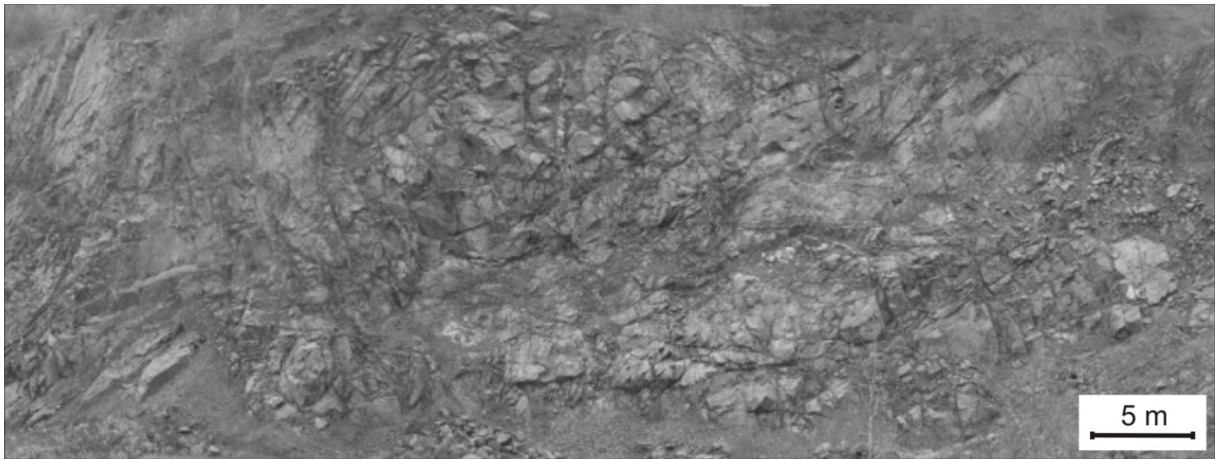
Míg a korábban tárgyalt kvantitatív paraméterek definíciója lényegében egyértelmű, törésrendszerek térbeli sűrűségének megadására több, különböző elméleti megfontolású meghatározás ismert. Ezek számos további mellett a törés intenzitás („fracture intensity”), a törés sűrűség („fracture density”), a törési index („fracture index”), a törés felszín területe („fracture surface area”), a törés metszések sűrűsége („fracture intersection density”) és a törés távolság („fracture spacing”).

Részletes mérésekkel számos szerző igazolta, hogy szerkezetfejlődéstől és a litológiától lényegében függetlenül a törésrendszerek geometriája fraktál-szerű geometriai objektumként kezelhető (BARTON & LARSEN, 1985; LA POINTE, 1988; HIRATA, 1989; MATSUMOTO & TSAI., 1992; KRANZ, 1994; TSUCHIYA & NAKATSUKA, 1995; ROBERTS & TSAI., 1998). Azaz a repedéseket jelképező korongoknak általában nem csak a méretét (átmérő, nyitottság), hanem térbeli helyzetét is a választott mérettartomány függvényében vizsgálhatjuk. Mivel a továbbiakban ezt az elvet követjük, a fenti törés sűrűség fogalmak részletes ismertetésétől eltekintünk.

A repedéshálózatot minden méretben sűrűbben és ritkábban repedezett zónák egymásmellettsége jellemzi, az egyenletesen, vagy éppen teljesen esetlegesen repedezett közettömegek igen ritkák. Ezért a repedés középpontok elhelyezkedésének törvényszerűségeit a mérettartomány függvényében vizsgáljuk, s a középpontok sűrűségét a mintázat fraktál dimenziójával jellemezzük. Emellett a vonatkozó szakirodalomban található adatokkal való összehasonlíthatóság céljából vizsgáljuk a kétdimenziós repedés nyomhálózatok fraktál dimenzióját is.

III.5.3. TÖRÉSEK GEOMETRIAI ELEMEINEK MEGHATÁROZÁSA

A repedések a háromdimenziós térbe ágyazott kétdimenziós objektumok, geometriai paramétereiknek pontos mérésére kis mérettartományban számos eljárás ismert (HELLMUTH & TSAI., 1993; MONTEMAGNO & PYRAK-NOLTE, 1995; FRIEG & TSAI., 1998; WILDENSCHILD & TSAI., 2002; MCDERMOTT & TSAI., 2003; ONISHI & SHIMIZU, 2003), e fölött azonban lényegében megoldhatatlan feladat. Törésekkel leggyakrabban különböző 2D felületeken; légifelvételek (CLIFTON & SCHLISCHE, 2003), feltárások, kézipéldányok, fényképek, Computer Tomográfia adatok, fluidumzárvány nyomvonalak (GOMEZ & LAUBACH, 2006) látható metszetekként (nyomvonalként), esetleg fúrások, kutatóárok által kijelölt 1D pontsorok (LA POINTE & HERMANSON, 2001) formájában találkozunk. A töréshálózatot jellemző fontos geometriai paraméterek meghatározásának problematikáját ezért a 2D és az 1D metszetek esetében érdemes részletesen megvizsgálni. A kétdimenziós nyomhálózat feldolgozása lényegében képanalízissel megoldható feladat (GOMEZ & LAUBACH, 2006), mely a megfelelő grafikus szoftverekkel elvégezhető.

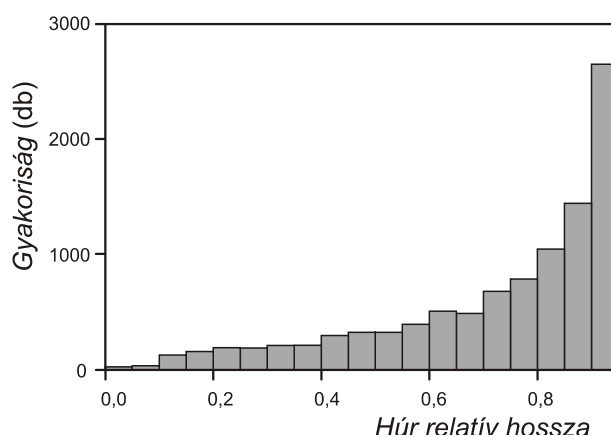


III.4. ábra – Az erdősmecskei gránitbánya fala.

Az alkalmazott technikák egy részét az Erdősmecske mellett lévő gránit bánya falán végzett számítások alapján mutatjuk be (III.4. ábra). A digitalizált képeken három mérettartományban, a teljes bányafal mellett annak kb. 5x10 méteres, kinagyított részterületein, valamint egy kb. 20x20x20 cm méretű kézipéldányon történtek mérések. Az 1D metszetek alapján történő számítást a Mórágai Gránit testet harántolt fúrások anyaga alapján mutatjuk be. Itt lyukgeofizikai (BHTV) és magscanner (MAROS & PÁSZTOR, 2001) mérések adatai alapján MAROS & TSAI. (2004) 20 fúrásból közel 60.000 egyedi repedést értékelték ki.

III.5.3.1. 2D METSZETEK HASZNÁLATA

III.5.3.1.1. A HOSSZÚSÁGELOSZLÁS MEGHATÁROZÁSA



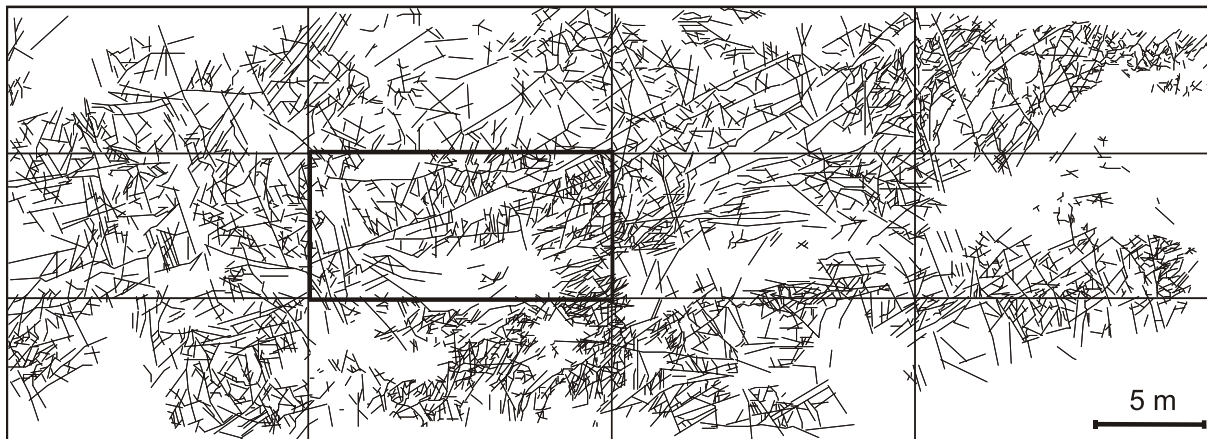
III.5. ábra – Az egységsugarú körből kimetszett húr hosszának eloszlása 10.000 véletlenszerűen generált érték alapján

A hosszúság mérés 2D metszetek esetében a valós átmérők helyett húrok mérésére redukálódik, így a valósnál kisebb értékeket mérünk. Ezzel együtt, figyelembe véve az egységsugarú körből véletlenszerűen kimetszett párhuzamos húrok hosszának eloszlását is (10.000 véletlenszerűen generált érték alapján, III.5. ábra) állítható, hogy

$$p = p(l > 0.80 * L) \sim 0.75, \quad (3)$$

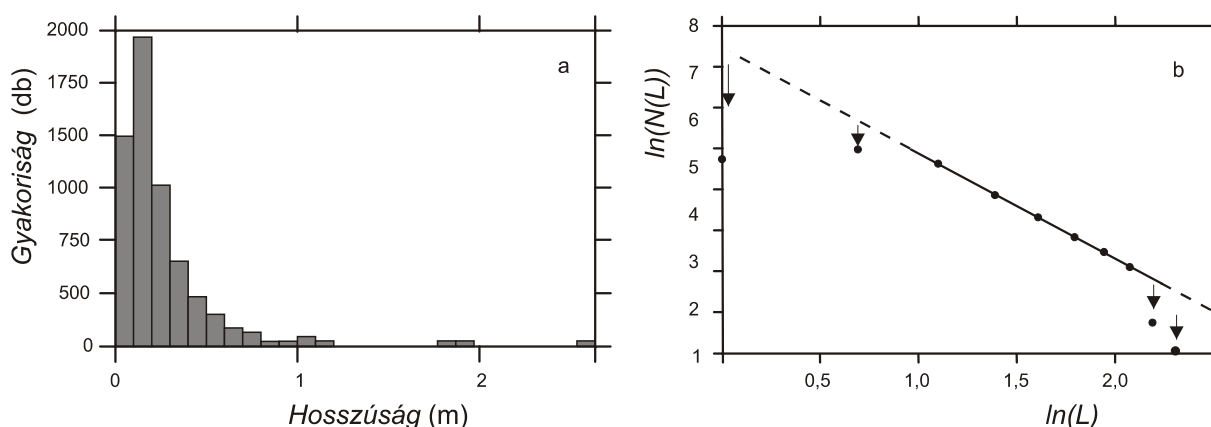
azaz a törések nyomának hossza ~75%-os valószínűséggel a valódi hossz 0.8-szeresénél hosszabb.

Ezért a kőzetminták 2D felszínein mért hosszúságok alapján számított eloszlást, mint a valós repedésméretek (átmérők) eloszlását tekinthetjük. A szimuláció során ennek paramétereit figyelembe véve lehet a vizsgált mérettartományt meghaladó intervallumokban a különböző méretű repedések számára következtetni.

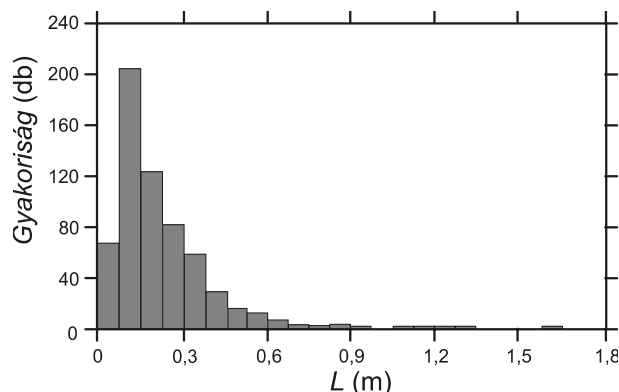


III.6. ábra – Az erdősmecskei bányafal digitalizált repedeshálózata.

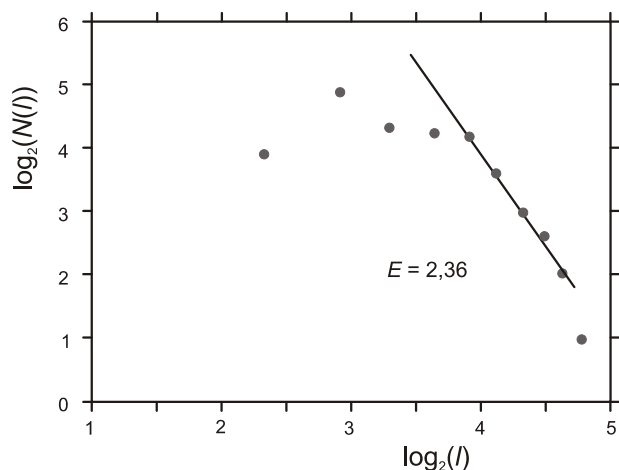
Az erdősmecskei gránitfalon közel 6500 db egyedi törést digitalizáltunk (III.6. ábra). Ezek hosszúságainak eloszlása (III.7. ábra) $\log(N(l)) - \log(l)$ ábrázolásban igen jó illeszkedéssel, egyenessel közelíthető, azaz az elméletileg elvárt hatványfüggvény eloszlást mutatja ($E = 2.48$). Kis és nagy méretek esetén ugyanakkor a tapasztalati eloszlásfüggvény lényegesen eltér a regressziós egyenestől, ami a szélső mérettartományokban a mérés bizonytalanságát mutatja. Míg kis mérettartományban az adott detektálási módszerre jellemző észlelési küszöb elérése miatt a törések darabszáma elmarad a várttól, a hosszú törések esetében a vizsgált térfogat nem bizonyult reprezentatívnak.



III.7. ábra – Az erdősmecskei gránitfalon digitalizált repedések hosszúságeloszlása (teljes fal). a) Gyakorisági eloszlás. b) Logaritmikus léptékben a legrövidebb, illetve leghosszabb törések nem illeszkednek az elméleti regressziós egyenesre.



III.8. ábra – A gránitfal repedéseinek hosszúságeloszlása közepes felbontás mellett (a vizsgált $\sim 5 \times 10$ méteres felbontású részlet kiemelve a III.6. ábrán).



III.9. ábraa – Az erdősmecskei gránit repedéseinek hosszúságeloszlása (kézipéldány).

Ehhez hasonló jellegű és paraméterű eloszlás függvényeket kaptunk mind a gránitfal egyes részterületeinek nagyobb felbontású vizsgálatával ($E = 2.46 \pm 0.2$, III.8. ábra), mind a kézipéldány repedéseinek laboratóriumi, binokuláris mikroszkóp alatti elemzésével ($E = 2.36 \pm 0.06$, III.9. ábra, KASZAI, 2003).

Mindezek alapján megállapítható, hogy az extrém méreteknél jelentkező, a detektálási és a reprezentativitási hibákból származó bizonytalanságtól eltekintve a törésméret eloszlása hatványfüggvény eloszlást követ, ami minden vizsgált mérettartományban meghatározható.

III.5.3.1.2. A NYITOTTSÁG MEGHATÁROZÁSA

Bár az egyedi törések alakja nem szabályos korong (azaz nem írható le szabatosan két párhuzamos, adott távolságú körlappal), a későbbi áramlási modellezési számítások („parallel plate model”) miatt ezt az általánosítást célszerű megtenni. Ebben az esetben is kérdés ugyanakkor, hogy a repedés két fala között mérhető számos távolság közül melyiket válasszuk az adott esetre jellemzőnek, sőt a kőzetfal gyakori átalakultsága miatt rendszerint a repedés határának pontos definiálása is kérdéses. Ennek feloldására KELLER (1998) computer tomográfiával (CT) történő mérés alkalmazását javasolja, ahol megfelelően választott küszöbérték választásával a kőzet határ egyértelműen definiálhatóvá válik. További problémát okoz, hogy – a nyitottság definíciója szerint – a mérést a repedésfalra merőlegesen kell végezni, egyébként az érték a hajlásszög szinuszával torzul. Mivel ezt a szempontot digitális képek elemzése során lényegében nem lehet figyelembe venni, a nyitottság mérése nagy bizonytalansággal terhelt.

A bizonytalanságot másrésről jelentős mértékben csökkenti a nyitottság adatok hatvány függvény típusú eloszlása, melynek paraméterei a log-log transzformációt követő lineáris regresszióval határozhatók meg. Mindezzel együtt a nyitottság eloszlás meghatározására célszerű robosztus megközelítést választani. A továbbiakban minden repedést több (legalább 3) érték átlagával jellemzünk. Az így kapott eloszlást nem átlapoló mozgó ablak technikával intervallumokra osztjuk, majd a log-log transzformáció elvégzése után számítjuk az eloszlás paramétereit. Ugyancsak az intervallum közepek alapján számítjuk a (2) összefüggésnek megfelelő A és B paramétereket, valamint a nyitottság és hosszúság arányát.

Az erdősmecskei gránitfal esetében a kézipéldányon végzett mérések kiváló illeszkedéssel bizonyították a nyitottság adatok hatványfüggvény eloszlását, valamint az $a = A \cdot L + B$ összefüggés helyességét. Ez utóbbi számítása alapján $2.7 \cdot 10^{-2}$ nyitottság/hosszúság arány adódott (KASZAI, 2003), ami nyírásos repedések esetén nagyságrendileg megfelel az irodalmi adatoknak (OPHEIM & GUDMUNDSSON, 1989).

III.5.3.1.3. AZ ORIENTÁCIÓ MEGHATÁROZÁSA

Felszíni kibúvás esetében a dőlés, csapás adatok rögzítése elemi feladat. Felszín alatti vizsgálatok esetén, megfelelő irányított mintavétel, illetve geofizikai mérések (pl. BHTV) esetében szintén ismertek a repedések orientációját leíró adatok. Ezek hiányában, felhasználva, hogy a szubszeizmikus méretű töréses elemek lényegében párhuzamosak a szeizmikus léptékű vetőkkel, a szimulációhoz elegendő fúrómag méretben meghatározni a repedések jellemző dőlés adatait. Míg a dőlésszög mérése ebben az esetben is egyszerűen megoldható, a dőlésirányt nem lehet egyértelműen meghatározni, s így a repedések valós földrajzi irányba forgatása jelentős hibával terhelt. A későbbiekben a kristályos aljzattal kapcsolatos genetikai eredményeinket a geofizikai adatokkal és a mért dőlésszög értékekkel ötvözve kíséreljük meg a legvalószínűbb dőlésirány eloszlást megbecsülni.

III.5.3.1.4. A FRAKTÁL DIMENZIÓ MEGHATÁROZÁSA

A korábbiaknak megfelelően a töréshálózat térbeli sűrűségét a repedésrendszerek, illetve repedés középpontok fraktál dimenziójával jellemezzük. A mérés elve mindkét esetben a „box-counting” módszer néven ismert eljárás (MANDELBROT, 1983; MANDELBROT, 1985; BARTON & LARSEN, 1985; BARTON, 1995). A vizsgált geometriai objektumot különböző oldalhosszúságú rácshálóval lefedve, a mintázat valamely elemét tartalmazó cellák („dobozok”) száma arányos azok méretével úgy, hogy

$$N(r) \sim r^{-D}. \quad (4)$$

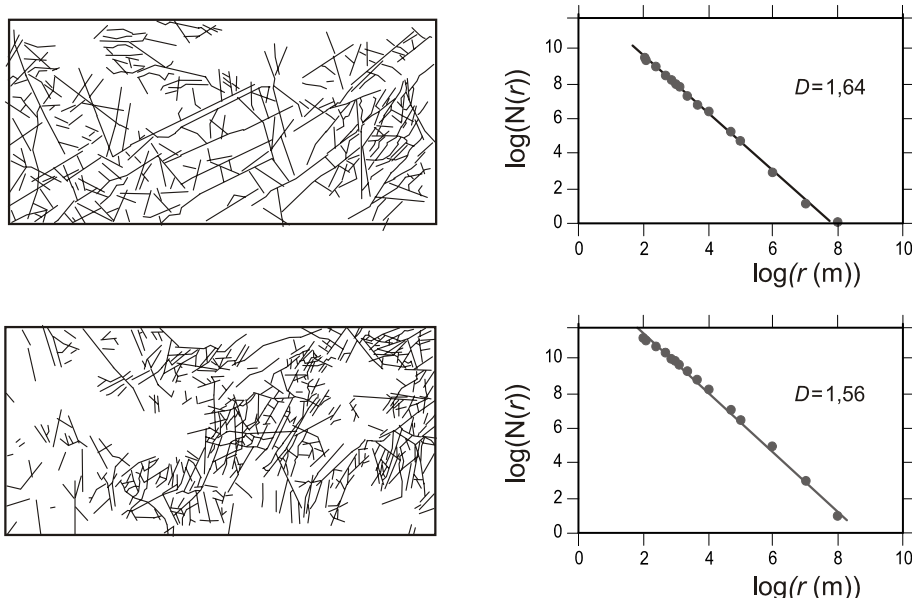
Ebben az esetben az adott mintázat $D \neq 1$ esetén fraktál természetű, s dimenziója log-log skálán az egyenes meredekségével közelíthető. A szimuláció során ennek megfelelően a vizsgált mérettartományt meghaladó méretekre való becsléssel azt használjuk ki, hogy az adott mintázat minden léptékben hasonlóan sűrűn tölti ki a teret.

Bár a 3D szimuláció feltételezi a törésközéppontok, mint 3D-be ágyazott pontfelhő dimenziójának meghatározását, erre (kis méretű minták CT elemzésén túl) nincs lehetőség. Kihasználva ugyanakkor azt a tényt, miszerint bármely repedéscsoport lényegében párhuzamos törésekből áll, a 2D metszeteken megjelenő nyomvonalak középpontjai a 3D-be ágyazott középpontok projekciójaként értelmezhetők. Ebben az esetben viszont igaz a

$$D_2^c = \min(D_3^c, 2) \quad (5)$$

összefüggés, ezért amíg $D_3^c < 2$, addig $D_2^c = D_3^c$. Így a keresett töréspont rendszer dimenzióját, mint a D_2^c értékek átlagát határoztuk meg. A megfelelő boxcounting számításokat a BENOIT 1.0 szoftverrel végeztük.

Az erdősmecskei bánya esetében a gránit fal 12 egyenlő méretű része alapján a töréshálózat dimenziója $D_2 = 1.47 \pm 0.07$, a középpontok dimenziója $D_2^c = 1.56 \pm 0.07$, $D_2^{c,max} = 1.64$ (III.10. ábra), míg a teljes falon számolt dimenzió érték $D_2^c = 1.56$. A kézipéldány esetében, kis mérettartományra $D_2^c = 1.45 \pm 0.06$ (KASZAI, 2003). Mindezek alapján a törésközéppont mintázatok skálainvarianciáját elfogadjuk, és a továbbiakban felhasználjuk a repedéshálózatok modellezése során.



III.10. ábra – Az erdősmecskei gránitfalon digitalizált repedéshálózat fraktáldimenzió számítása reprezentatív példákön (box-counting módszer).

III.5.3.2. 1D METSZETEK HASZNÁLATA

III.5.3.2.1. A FRAKTÁL DIMENZIÓ MEGHATÁROZÁSA

A 3D törésrendszerekből kivágott 1D pontsorok fraktál dimenziójának meghatározása az előzővel analóg módon történhet. Ebben az esetben a mintázatot lefedő boxok intervallumokká egyszerűsödnek. Az erdősmecskei gránit fal esetében 16 függőleges és 19 vízszintes metszet mentén kialakuló pontsorok alapján $D_I^{\text{vízszintes}} = 0.55 \pm 0.12$, valamint $D_I^{\text{függőleges}} = 0.72 \pm 0.07$ adódott. Az adatok a fraktál dimenziók kismértékű anizotrópiáját mutatják, azaz a mintázat nem önhasznó, hanem önaffin. Ezzel együtt lényegében teljesül a fraktál mintázatokra jellemző alapvető összefüggés, miszerint

$$D_2 \sim D_1 + 1 \quad (\text{v.ö. } D_2 = 1.56 \pm 0.07), \quad (6)$$

ezáltal a vizsgált törésrendszer fraktál természetét elfogadottnak tekintjük.

A repedezettség követésére gyakran alkalmazott lyukgeofizikai módszerek (pl. BHTV – lyukfal televízió, magscanner, (BEAN, 1996; MARSAN & BEAN, 1999; LIU, 2006) a töréshálózat és a fúrás, mint 1D egyenes metszeteként előálló pontsört eredményeznek (TEZUKA & WATANABE, 2000; YANG & TSAI, 2004). Mint korábban láttuk, adott méret fölötti törések térbeli eloszlása skálainvariáns mintázatot alkot a térben, így fraktál természetű geometriai objektum. Ezért, mivel az összes ismert mérési eljárás teljesíti azt a feltételt,

miszerint csak az egy adott, jól meghatározható méretnél nagyobb töréseket ismerik fel, további számításainkra a geofizikai mérések adatsorai is használhatók.

A fraktál idősor típusú objektumok vizsgálata elterjedt a geológiai, geofizikai szakirodalomban; sok más mellett a Föld mágneses terének térbeli és időbeli változása (pl. SMIRNOVA & TSAI., 2001; WANLISS & CERSOSIMO, 2006), a szeizmikus zaj (TURCOTTE, 1992), vagy akár az ásványok zónássága (BRYXINA & TSAI., 2002) modellezhető önhasonló és önaffin idősorok/pontsorok segítségével. A statisztikusan önaffin fraktálok jellegzetes képviselői a frakcionális Brown mozgások (fBm). Ennek H paraméter (Hurst-féle kitevő) szerinti növekményei stacionáriusak és önaffinak úgy, hogy $D = 2-H$. Ezért a repedések mélység függvényeként előálló pontsorozatát, mint önaffin fraktált tekinthetjük, s mint fBm vizsgálhatjuk.

Az egyes fúrásokban, adott mérési módszer esetén kialakuló mintázat (pontosor) fraktál dimenziójának, illetve ennek fúrásmenti változásának meghatározására a boks-counting megközelítés mellett számos eljárás alkalmazható (R/S, R-L analízis, spektrál analízis, variográfia). Az összes eljárás célja az először HURST (1951) által definiált dimenzió (Hurst-féle kitevő) meghatározása, bár az egyes módszerek eredménye – matematikai okokból – egymással nem szükségképpen azonos (pl. MALAMUD & TURCOTTE, 1999; ARIZABALO & TSAI., 2004). Irodalmi hivatkozások (pl. CIMINO & TSAI., 1999; TELESCA & TSAI., 2004) valamint saját részletes összehasonlító, tesztelési munkák eredménye alapján a fenti eljárások közül az R/S („rescaled range”) módszer algoritmusát követjük, melynek menete adott $f(n)$ pontosor esetén az alábbi (pl. TELESCA & TSAI., 2004):

A lineáris trendmentesített $f(n)$ nyomhálózaton definiáljunk valamely w hosszúságú intervallumot;

$R(w)$ legyen az adott intervallumon felvett függvényértékek maximumának és minimumának különbsége („range”);

$S(w)$ legyen az $f(n)-f(n-l)$ kifejezés szórása a w intervallumon;

Az ezek alapján definiálható $R/S(w)=M(R(w)/S(w))$ (ahol M a várható érték) esetén

$R/S(w)=w^H$, ahol H a keresett Hurst-féle kitevő.

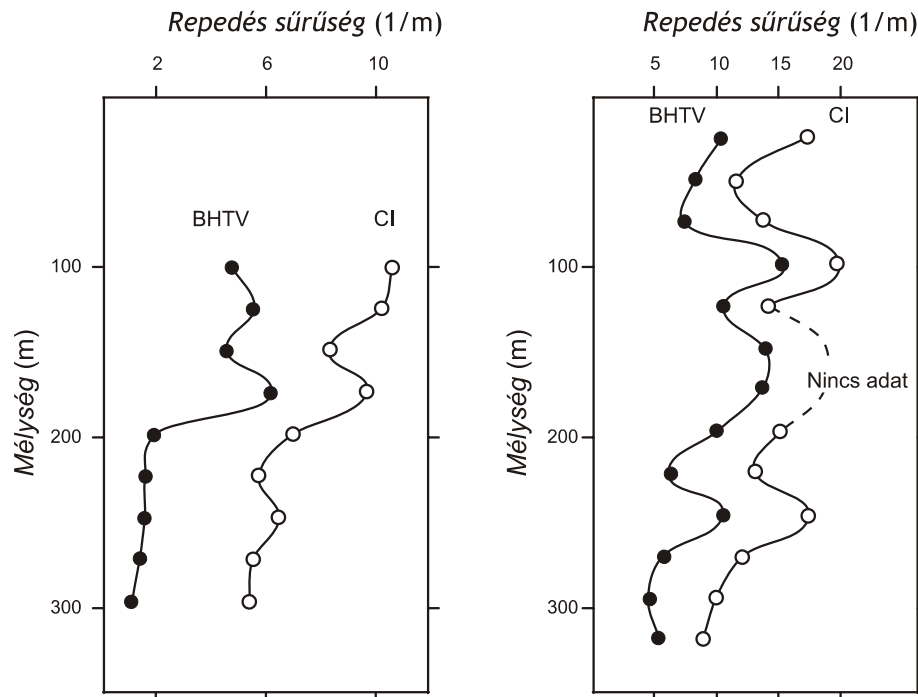
Igaz továbbá, hogy $D_{R/S}=2-H$.

Az eljárás alkalmazásával lehetőség nyílik a lyukgeofizikai repedezettség adatsorok alapján a fúrások által harántolt repedésrendszer jellemző fraktál dimenziójának meghatározására. Másrésztől ugyanakkor nincs okunk feltételezni, hogy valamely fúrás teljes mélysége mentén a repedéshálózat sűrűsége (fraktál dimenziója) állandó, így célszerű fúrás menti „dimenzió szelvényezést” végezni olyan értelemben, hogy 1-1 dimenzió értékkel csak a fúrás valamely adott hosszúságú szakaszát jellemezzük. Ennek a számításnak határt szabnak KATSEV & L'HEUREUX (2003) modellezési eredményei, melyek szerint az R/S analízis bizonytalansága rövid pontsorokra igen nagy, és legalább 4-500 pont (repedés) adata szükséges 1-1 dimenzió érték kis hibával terhelt megadására.

III.5.3.2.2. A HOSSZÚSÁGELOSZLÁS MEGHATÁROZÁSA

Míg a lyukgeofizikai mérések közvetlen információt nyújtanak a repedések térbeli eloszlásáról, méretükről nagyon kevés adatot szolgáltatnak. Ennek fő oka az, hogy a vizsgálható mérettartományban a repedések túlnyomó része kifutó, azaz nem ér véget a magpaláston. YANG & TSAI. (2004) szerint, bár a modellezéshez elengedhetetlen lenne a méreteloszlás adott mélységbeli ismerete, az nem meghatározható, s ezért feltárásokban (“outcrop survey”) kell megmérni. Alternatívaként PRIEST (2004) numerikus megoldást ajánl a törések méret eloszlásának fúrási adatokból történő számítására. További lehetőségként MAULDON & DERSCHOWITZ (2003) ajánlása alapján a méreteloszlásra a transzmisszivitás mérések eredményei alapján történő indirekt következtetés adódik, esetleg a kisebb méret tartományban (pl. CT, vékonycsiszolat) történő mérések (pl. M. TÓTH & TSAI., 2004) kínálóznak. A különböző méret tartományokban meghatározott alapadatok (fraktál dimenzió, méreteloszlás) egyesítésével nyert adatbázis alapján történő felskálázás bizonytalansága ugyanakkor lényegében megjósolhatatlan, ezért fúrások vizsgálata esetén az $N(L)=F*L^{-E}$ eloszlás függvény paramétereinek kis mérettartományban történő mérésekkel történő meghatározását elvetettük.

A töréshálózat követésére alkalmazott geofizikai mérési módszerek hasonló méret tartományban, mégis némiképp eltérő mérési érzékenység mellett határozzák meg a törések helyzetét. Azaz bármely eljárás csak valamely adott küszöbértéknél nagyobb méretű törések meghatározására alkalmas; a Magscanner például – jobb felbontása következtében – szisztematikusan több repedést észlel, mint a BHTV (III.11. ábra).



III.11. ábra – Lyukfaltelevízió (BHTV) és magscanner (CI) adatok alapján számított repedéssűrűség (m^{-1}) szelvények két kiválasztott üveghutai fúrásban (Mórágai gránit).

Amennyiben ismerjük egy fúrás adott mélység intervallumán a két mérés eredményének eltérését ($\Delta N(L)$), a jellemző érzékenységi küszöbértékeket (L_1 , L_2), valamint a repedések méretét leíró eloszlásfüggvény alakját ($N(L)=F*L^{-E}$, pl. SEGALL & POLLARD, 1983; HEFFER & BEVAN, 1992), annak paraméterei (tehát maga az eloszlás függvény) meghatározható (III.12. ábra).

$$N(L_1) = F*L_1^{-E} \quad (7)$$

$$N(L_2) = F*L_2^{-E} \quad (8)$$

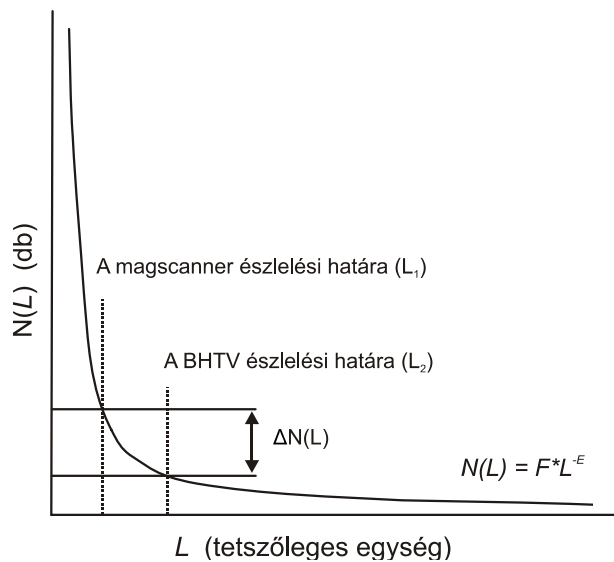
s így

$$\frac{N(L_1)}{N(L_2)} = \left(\frac{L_1}{L_2}\right)^{-E} \quad (9)$$

ahonnan

$$\frac{\log(N(L_1)) - \log(N(L_2))}{\log(L_1) - \log(L_2)} = -E \quad (10)$$

s végül F nyilvánvalóan következik (8)-ból.



III.12. ábra – Az E paraméter számításának elvi sémája $\Delta N(L)$, valamint az érzékenységi küszöbértékek (L_1, L_2) ismeretében.

$$\frac{a_1}{a_2} = \frac{A^* L_1}{A^* L_2} = \frac{L_1}{L_2} \quad (11)$$

A lyukgeofizikai adatok alapján történő hosszúságeloszlás számítása során tehát az alábbi algoritmust követjük:

Minden fúrást egység hosszú intervallumokra osztunk, majd – ahol két független geofizikai mérési eredménye rendelkezésre áll – meghatározzuk az egyes intervallumokon jellemző repedés sűrűség értékeket m^{-1} egységben.

A kapott adatok alapján képzett ΔN értékeit fúrásonként átlagolva kapjuk azt a paramétert, mely meghatározza az adott fúrásban jellemző törésméret eloszlást.

A kapott eredmény paraméteres függvényként a törések méreteloszlását adja. Az eloszlásfüggvényben szorzótényezőként szereplő paraméter a teljes kutatási területen állandó, és az alkalmazott mérési módszerek mérési érzékenységéből származtatható.

További gondot okoz, hogy a szükséges küszöbértékek (L_1, L_2) hosszúság értelemben nem, csak a nyitottság (aperture) függvényében ismertek. Felhasználva viszont számos korábbi vizsgálat (LOISEAU, 1987; VERMILYE & SCHOLZ, 1995; GUDMUNDSSON, 2000; GUDMUNDSSON & TSAI, 2001) eredményét, mely szerint a nyitottság a hosszúságtól lineárisan függ ($a = A^*L$), a két küszöbérték meghatározható, mivel

A Mórágai Gránit komplexum értékelése során egy közel 400 m mély fúrás BHTV és Magscanner mérési adatait dolgoztuk fel. A két módszer kielégíti a fent megfogalmazott feltételeket; az érzékenységi küszöb $\sim 500 \mu\text{m}$ a Magscanner, míg $\sim 750 \mu\text{m}$ a BHTV esetében (személyes információk). Így a vizsgált fúrás mentén a H és a $\Delta N(L)$ paraméterek számolhatók. E célból a fúrást 25 méteres intervallumokra osztottuk úgy, hogy mindegyik legalább 500 repedést tartalmazzon. A Magscanner az összes vizsgált esetben jóval több repedést érzékelt, mint a BHTV úgy, hogy a fúrás teljes szelvénye mentén a $\Delta N(L) = 550$ körül alakult, így a teljes fúrás ugyanazzal az E kitevővel jellemezhető. Ennek (7) – (11) alapján származtatott értéke (~ 1.41) kisebb, mint az erdősmecskei gránitfal 2D feldolgozása során számított. A Mórágai Gránitot harántolt 20 fúrás teljes anyagának feldolgozásával kapott értékek ugyanakkor igen széles intervallumban mozognak ($1.08 < E < 2.64$, M. TÓTH, 2004), utalva arra, hogy a képződmény repedéshálózata meglehetősen heterogén szerkezetű.

Ugyanezen fúrásban a repedéssűrűséget kifejező H értékek 0.61 és 0.76 között változnak. Ezek valódi jelentését a későbbi $H - D_3^c$ kalibráció során mutatjuk meg (III.9. fejezet).

III.6. AZ ALAPADATOK TÉRBELI KITERJESZTÉSE - TÉRKÉPEZÉS, SZELVÉNSZERKESZTÉS

A módszertani fejezet első öt szakaszában részletesen bemutattuk azokat az eljárásokat, amelyek alkalmazásával a vizsgált terület fejlődéstörténetének különböző szempontjai megismerhetők. Láttuk, hogy – bár az egyes módszer-családok által érintett problémakörök lényegesen eltérnek egymástól – azok néhány pontban hasonlóknak tekinthetők.

Az összes bemutatott eljárás egyedi kőzetmintákat vizsgál, s így a teljes rezervoár mérettartományában pontbeli adatokat eredményez. A vizsgálatok ambíciója természetesen nem kizárólag a kőzetek geokémiai jellegének, P - T - t - d fejlődésének egyes pontokban történő rekonstrukciója; célunk ezen információknak az adott kutatási terület teljes térfogatára való kiterjesztése. Ezt a térképezési feladatot különösen nehézé teszi két tény. Egyrészt az, hogy – ellentétben a terepi geológiai munkával – mélyfúrások esetén egyáltalán nincs lehetőség több, informatívabb, reprezentatívabb, üdébb, jobb térbeli eloszlású minta választására. A vizsgálható kőzetminták mennyisége, minősége adott, és általában nem bővíthető. Másrészt – a korábban bemutatott módszerek további közös jellemzőjeként – a kapott adatok minden esetben több-kevesebb bizonytalansággal terheltek. Mint láttuk, a bizonytalanság a vizsgált anyag és a lehetséges vizsgálati eljárások természetes velejárója, s mivel minden esetben több forrásból fakad, többnyire elkerülhetetlen.

Ahhoz tehát, hogy petrológiai adatainkat rezervoár modellezésre alkalmassá tegyük, arra a feladatra tehát, amely során adott térbeli pontban adott időpillanatban történő esemény vizsgálatát célozzuk, bizonytalan adatok térbeli kiterjeszthetőségének problematikáját kell elemezzük. E térképező munka során egyrészt a nem numerikus típusú petrológiai adatok térbeli ábrázolása a feladat. Ennek eredménye az a kőzetváz modell, mely a teljes modellezett térfogat minden egyes pontjában a kőzettani és mikroszerkezeti adatok koherens kiterjesztését adja. Más jellegű megközelítést kíván a bizonytalansággal terhelt numerikus adatok (pl. termobarometria, kor, repedezettség paraméterek) térképezése, melynek eredménye a megfelelő tulajdonság modell.

A későbbiekben bemutatandó (III.9. fejezet), rezervoár léptékű repedés hálózat modellezés elvi alapja a kőzettani információt összefoglaló kőzetváz modellen értelmezett törés modell lesz.

III.6.1. KÖZETVÁZ MODELLEK

Az adott terület kialakulását leíró fejlődéstörténeti modell mellett a petrológiai kutatás másik fontos célja a felismert litológiai egységek térbeli viszonyának rekonstruálása, s így a 3D közetváz modell megalkotása. Ez a folyamat célszerűen az információ bővítését jelenti a pontszerűnek tekinthető közettani információtól a 3D térbeli modell irányába.

- 1) Első lépés a részletes közettani (P - T - d - t) információ alapján történő litológiai klasszifikáció, melynek során a lényegileg azonos fejlődésűnek tekinthető típusok azonosítása történik.
- 2) Második lépésben a több litológiai típust harántolt fúrások alapján az egyes közettípusok relatív térbeli helyzetét célszerű tisztázni. Ennek eredményeként előáll az az ideális közetoszlop, amely vertikális 1D metszetben jellemzi a vizsgált területet.
- 3) Egyes esetekben az 1D modell kialakítását nagyban segítheti a lyukgeofizikai szelvények kiértékelése, feltéve, hogy az egyes litológiai típusokra jellemző szelvény képek azonosíthatók. Karotázs szelvények alkalmazása esetén a közettani alapon értelmezett pontszerű információt a geofizikai azonosítás „tanítására” használhatjuk. Így a kiértékelés eredményeként olyan 1D modell áll elő, melyben az egyes litológiai típusok homogén intervallumai, s azok határai pontos mélység adatokhoz köthetők.
- 4) A fúrásonként rendelkezésre álló 1D modellek egyenközű vízszintes metszetei a horizontális 2D modellek (sík) sorozatát eredményezik. Ezeken a térképeken a fúrásokra kiterjesztett közettani információ (a litológiai típus) pontbeli adatként jelenik meg, melyek homogén foltjai, s határai klasszikus eszközökkel kijelölhetők.
- 5) A 2D modellek sorozata adja a keresett 3D közetváz modellt, melynek esetleg szükség szerint egyszerűsített változata biztosítja a repedéshálózat modellezés során a közettani információkat magában sűrítő keretet.

III.6.2. BIZONYTALAN NUMERIKUS ADATOK TÉRBELI KITERJESZTHETŐSÉGE

Bár az adatok bizonytalanságának oka eltérő, a térképezendő információ struktúrája azonosnak tekinthető a különböző említett esetekben (P - T , kor, repedezettség paraméterek). Ezért az alábbiakban bemutatandó térképező módszer elemzését egyetlen problémakörön keresztül elemezzük.

III.6.2.1. TERMOBAROMETRAI ADATOK BIZONYTALANSÁGA

Metamorf kőzetek P - T fejlődésének elemzésére számos megközelítés ismert. A legszélesebb körben a kalibrált kationcsere reakciókon alapuló termométereket (pl. Fe-Mg biotit, gránát, FERRY & SPEAR, 1978; BHATTACHARYA & TSAI, 1992), vagy „net-transfer” típusú barométereket (pl. GASP, GHENT, 1976; KOZIOL & NEWTON, 1988) alkalmazzák. Más módszerek több koegzisztens ásványfázis együttes figyelembevételén alapulnak (pl. BERMAN, 1991; GORDON, 1992). Számos szerző (pl. KOHN & SPEAR, 1991; LIEBERMAN & PETRAKAKIS, 1991; GORDON, 1992; HOLLAND & POWELL, 1994) foglalkozott részletesen az ezen módokon becsült termobarometriai adatok hibájával. Mint egységesen megállapítják, a számítást számos lehetséges bizonytalanság terheli, mint az elektron mikroszkopos kalibrációja, a mérési statisztika („counting statistics”), az ásványformula számítás, vagy az elegykristály modellek pontatlansága. Természetesen mindezek a többé-kevésbé kvantifikálható hibák túl figyelembe kell venni a kőzet „memóriájának” megbízhatatlanságát, tehát a vizsgált ásványokban a P - T -út későbbi szakaszán végbemenő, iondiffúzióból eredő elemátrendeződés hatását is (III.3.1.2. fejezet). A termobarométerek eredménye így rendszerint valamely hibával terhelt értékpár (500 ± 25 °C, 5.8 ± 0.6 kbar), vagy – mint LIEBERMAN & PETRAKAKIS (1991) Monte Carlo szimulációt alkalmazó megoldásának esetében – a P - T térben elhelyezkedő hiba ellipszis. Más megközelítések (pl. DOMINO/THERIAK, DE CAPITANI, 1994) eredménye az a fázis diagram („petrogenetic grid”), amely bármely stabil paragenézis esetén egy lehetséges P - T ablakot definiál (500 °C $< T < 560$ °C; 5 kbar $< P < 5.8$ kbar). Ezekben az esetekben értelemszerűen statisztikai hibát nem számolhatunk, a bizonytalanság intervallum (egyenlőtlenség) típusú adatként jelenik meg.

A bizonytalanság további, a geológiai gyakorlatban is gyakran használt megközelítése lehet a fuzzy számok alkalmazása (pl. DUBOIS & PRADE, 2000). A fuzzy számokat az ún. tagsági függvénnyel ($m(x)$) definiálhatjuk, amely értékeit a $[0,1]$ intervallumból veszi attól függően, mennyire lehetséges az adott x érték. Leggyakoribb formái a háromszög és a trapéz számok, pl.

$$m(T) = \begin{cases} 0, & \text{ha } T < 450^\circ\text{C} \\ \frac{T - 450}{50}, & \text{ha } 450^\circ\text{C} < T < 500^\circ\text{C} \\ 1, & \text{ha } 500^\circ\text{C} < T < 550^\circ\text{C} \\ \frac{600 - T}{50}, & \text{ha } 550^\circ\text{C} < T < 600^\circ\text{C} \\ 0, & \text{ha } T > 600^\circ\text{C} \end{cases}$$

A fuzzy számok definíciója rendszerint kvalitatív, vagy félkvantitatív információ alapján történik, s így kiváló platformot képezhetnek a különböző típusú termobarometria adatok együttes kezelésére, hiszen mind a hiba, mind az intervallum bizonytalanságú P - T adatok egyszerűen transzformálhatók fuzzy számokká.

Míg számos út kínálkozik a P - T adatok bizonytalanságának kezelésére, ezek térbeli kiterjeszthetősége számos problémával terhelt. Az adatstruktúra szempontjából legigéretesebb fuzzy számok közötti interpoláció, egyelőre, matematikailag nem teljesen megoldott (BÁRDOSSY & TSAI., 1990A, B), így alkalmazásától eltekintünk. A térképezésre napjainkban legszélesebb körben alkalmazott krígelési algoritmusok (pl. MATHERON, 1970; CRESSIE, 1991; WACKERNAGEL, 1995) között ugyanakkor több olyan is van, melyek képesek az adatbázisban rejlő hibát figyelembe venni az interpoláció során.

III.6.2.2. BIZONYTALAN ADATOK KRÍGELÉSE

A közönséges krígelés (“ordinary kriging” – OK) egy igen széles körben alkalmazott, megbízható interpolációs technika. Alkalmazhatósága akkor válik problematikus, amikor nem megfelelő az input adatok mennyisége vagy megbízhatósága. A krígelési rendszernek ezekben az esetekben használható módosításáról közölnek kimerítő összefoglalást BÁRDOSSY & TSAI. (1988). Ezen módszerek között kettőt találunk, melyek alkalmazásával folyamatos izoterm, izobár felületek térképezése lehetséges; a JOURNAL (1986) által bevezetett „soft kriging” algoritmus egyenlőtlenség típusú, míg a DE MARSILY (1984) féle „error kriging” (EK) gaussi hiba típusú bizonytalanság adatok térképezését célozza. (BÁRDOSSY András személyes javaslatára a DE MARSILY (1984) által használt “kriging with uncertain data” helyett az “error kriging” (EK) kifejezést használjuk.)

Az EK rendszer az OK egyszerű általánosítása azáltal, hogy minden $Z(x_i)$ adathoz hozzárendelünk egy ε_i hibát úgy, hogy

- 1) $E[\varepsilon_i] = 0, i = 1 \dots n$, azaz ε_i nem szisztematikus hiba (E a várható érték);
- 2) $Cov[\varepsilon_i, \varepsilon_j] = 0, \forall i \neq j$, azaz az ε hibák nem korrelálnak egymással;
- 3) $Cov[\varepsilon_i, Z(x_j)] = 0, \forall i, \forall j$, azaz az ε hibák nem korrelálnak az adatokkal;
- 4) σ_i^2 ismert minden i -re.

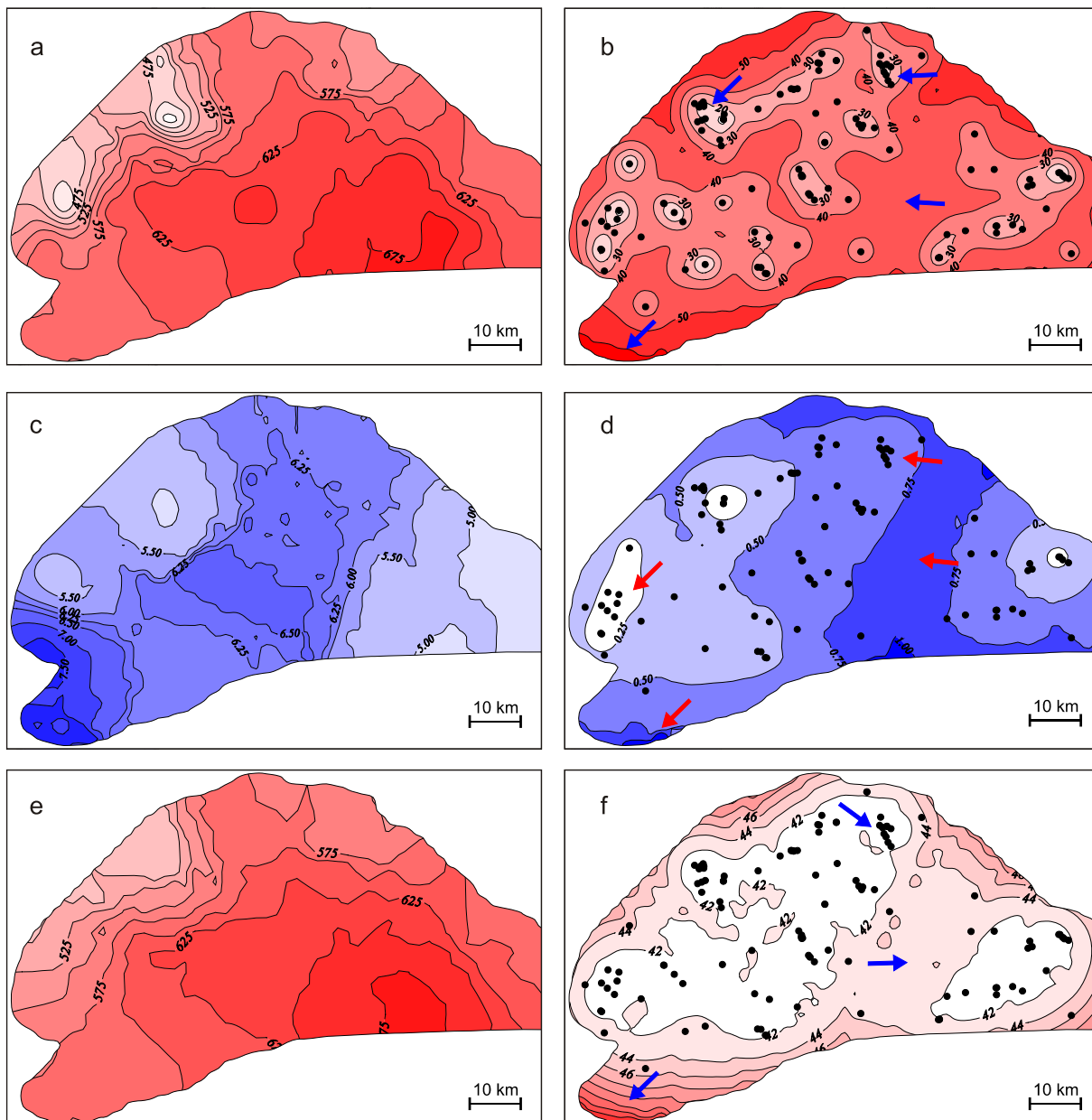
Összehasonlítva az OK rendszerrel látható, hogy az EK esetében az egyetlen lényeges eltérés az, hogy a hiba mátrix diagonálisában 0 értékek helyett sorra a $-\sigma_i^2$ elemek szerepelnek. Ennek következtében a becslő függvény adott várható értékű és szórású normáeloszlású adatok között végzi az interpolációt.

Termobarometriai típusú adathalmazokra rendszerint teljesülnek a fenti megszorító feltételek, bár némi kapcsolat bizonyosan fennáll a becsült hőmérséklet és annak hibája között a termométerek alacsony hőmérsékleten tapasztalható nagyobb pontatlansága miatt.

III.6.2.2.1. ESETTANULMÁNY – A SVÁJCI KÖZPONTI ALPOK METAMORF P , T TÉRKÉPEI

A hagyományos OK, és az adatok bizonytalanságát is figyelembe vevő EK térképezés összehasonlítását a svájci Központi Alpok 120 metamorf hőmérsékleti és 97 nyomás adatán mutatom be röviden. A vizsgált terület geológiai viszonyait részletesen tárgyalják többek között ENGI & TSAI. (1995), valamint TODD & ENGI (1997). A P , T adatok bizonytalanságát a TWQ programcsomag INERSX programjával számoltuk legalább három független reakció esetében. Minden egyéb mintavételi pontban egységesen $T_{err} = 50$ °C és $P_{err} = 2$ kbar.

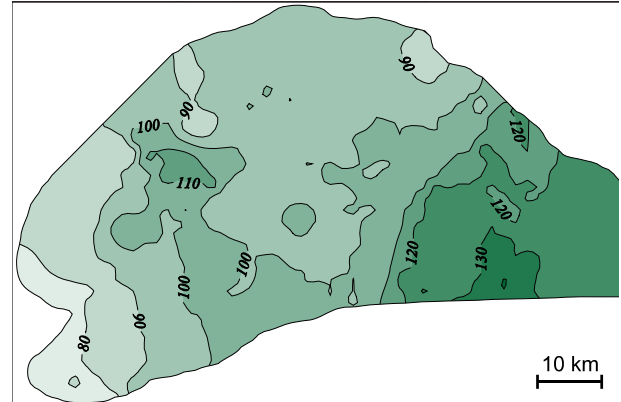
Az adatpontok térbeli eloszlása – a rendkívül tagolt topográfia, s így a mintázás nehézségei miatt – meglehetősen egyenetlen. Míg nagy területeken minimális információ áll rendelkezésre, a völgyek túlreprezentáltak az adatbázisban. Az adatpontok térben csoportosuló tendenciája ugyanakkor súlyos becslési hibát okozhat a variogramok számítása során (ARMSTRONG, 1984), amit a variográfiát megelőzően a mozgó ablak („moving window declustering”) eljárás alkalmazásával ellensúlyozhatunk (MURRAY & BAKER, 1991). Az adott esetben 5*5 km méretű, átlapoló ablakok alkalmazása bizonyult célravezetőnek. A variogramok számítása ezek után a VARIOWIN nevű szoftverrel (PANNATIER, 1996) történt. Ezen számítások eredményeként mind a P , mind a T esetében két-két Gauss típusú variogram összegeként előálló összetett struktúra („nested structure variogram”, SERRA, 1968) írja le megfelelően a változók térbeli viselkedését. Ezek paraméterei alapján a BÁRDOSSY A. által írt, nem publikált szoftverrel EK és OK térképeket generáltunk az eredeti adatbázis felhasználásával (III.13.a-f ábrák).



III.13. ábra – A Központi Alpok krígelmetamorf állapot térképei. a) T , EK (°C); b) krígelési szórás, T , EK (°C); c) P , EK (kbar); d) krígelési szórás, P , EK (kbar); e) T , OK röghatás modellel (°C); f) krígelési szórás, T , OK (röghatás modellel, °C)

Az EK hiba térképek mind a P , mind a T esetében alacsony krígelési szórást mutatnak (III.13.b, d ábrák). Az interpoláció mindkét esetben ott bizonyult a legjobbnak, ahol az eredeti adatpontok sűrűsödnek, míg a hiba az adathiányos területeken a maximális. Bár a két térkép szerkezete hasonló, a nyomás esetén feltűnően kisebbek a kis hibájú területek, és előfordulnak viszonylag nagy hibával terhelt, nehezen becsülhető térrészek is. Ez az eredmény jól egyezik azzal a ténnyel, miszerint a metamorf nyomás becslése a hőmérsékleténél jóval nagyobb bizonytalansággal terhelt.

Az OK röghatás modell alkalmazása nélkül egzakt interpolátor, azaz a becsült felszín minden egyes adatponton pontosan halad át. A vizsgált esetben ennek alkalmazása teljességgel értelmetlen eredményre vezet; helyenként > 20 kbar és < 0 kbar nyomású területek alakulnak ki, míg a hőmérséklet adatok $0 - 1700$ °C között változnak. Az OK rendszer röghatás modell figyelembevételével realisabb megoldást eredményez, a simító interpoláció miatt ugyanakkor a krígelési szórás az EK esetében tapasztaltnál szignifikánsan nagyobb (III.13.f. ábra).



III.14. ábra – A Központi Alpok T/P (°C/kbar) térképe.

A három, bizonytalan adatokra alkalmazott krígelési eljárás összehasonlítása tehát arra mutat, hogy a legkisebb térképezési hibával a pontonkénti hibát figyelembe vevő EK jár, míg az input adatok pontosságának feltételezése, s a logikusan alkalmazott OK megközelítés értelmetlen megoldásra vezet. Ezzel logikailag analóg megfogalmazás szerint, mivel a kapott OK térkép geológiaiilag nem értelmezhető, a nyers termobarometriai adatok mindig jelentős hibával terheltek, s a számítások során törekedni kell ezen hiba kvantifikálására.

A kapott P , T , P_{err} , T_{err} térképek lehetőséget adnak a térképek közötti műveletek végrehajtására, s bonyolultabb, származtatott változók térképeinek elkészítésére, térbeli bizonytalanságuk megjelenítésére. Metamorf területek értékelése szempontjából igen informatív paraméter a T/P arány, melynek bizonytalansága az alábbi képlettel számolható:

$$\sigma_{T/P} = \sqrt{\sum_P \sum_T \left(\frac{\partial(T/P)}{\partial P} \right) * \left(\frac{\partial(T/P)}{\partial T} \right) * \sigma_P * \sigma_T * r_{PT}}, \text{ ahol}$$

r_{PT} a P és T közötti korrelációs együttható értéke (III.14. ábra).

A Központi Alpokban régóta vita tárgya a szillimanit belépését jelző izográd (sill-in) pontos helyzete (IROUSCHEK, 1983; TODD & ENGI, 1997). Figyelembe véve, pl. HOLDAWAY (1971) kianit-szillimanit reakcióra vonatkozó kísérleti adatait, a megfelelő térképek lineáris kombinációjával a szillimanit stabilitási tartományának térbeli helyzete a megfelelő konfidencia intervallum mellett ábrázolhatóvá válik (III.15. ábra).



III.15. ábra – A szillimanit belépésének számított térképi helyzete a Központi Alpokban. A szaggatott vonal a 90%-os valószínűségi tartományt jelöli

A Tiszai Egység aljzatában egyelőre nem rendelkezünk akkora termobarometria, vagy geokronológiai adatbázissal, amelyen a bemutatott térképezési eljárás alkalmazható lenne. Mások mellett ugyanakkor ezt a megközelítést is használtuk az egyes tárolókat jellemző töréshálózat paraméterek térbeli kiterjesztése során. Mint korábban láttuk, ezt az adatbázist is számolható hibával terhelt térbeli adatok jellemzik.

III.7. PALEOHIDROLÓGIA – A REPEDÉSKITÖLTŐ ÁSVÁNYOK VIZSGÁLATA

Amint a szerkezeti mozgásoknak köszönhetően törések, törésrendszerek alakulnak ki a litoszférában, az új folytonossági hiányok áramlási pályaként és tárolási térfogatként jelentkeznek a kéregbeli fluidumok számára. Törvényszerű, hogy a repedéseken keresztül áramló fluidumok (elsősorban a víz) reakcióba lépnek a mellékkőzettel, melynek hatására mindkettő összetétele némiképp megváltozik. A víz-kőzet kölcsönhatások minden esetben részben oldódásos, részben precipitációs folyamatok. A folyamat végeredményét a mellékkőzet típusa, a víz kémiai tulajdonságai és a környezet fizikai jellemzői (P , T) határozzák meg. Míg karbonátos mellékkőzet esetén meghatározó lehet az oldódás (SINGURINDY & BERKOWITZ, 2005), szilikátos kőzetek esetén rendszerint a repedések cementációja a leglényegesebb folyamat (SAUSSE & TSAI, 2001; FOURCADE & TSAI, 2002). E kettősség természetesen alapvető a töréses rezervoár működési mechanizmusának megértése szempontjából is (MACQUARRIE & MAYER, 2005). Míg oldásos esetben pozitív visszacsatolású rendszerrel van dolgunk, ahol a „működő” áramlási pályák egyre meghatározóbbak lesznek (KAUFMANN, 2003), ott, ahol a cementáció a döntő folyamat, negatív visszacsatolású a rendszer, s a működő pályák elzáródnak, az áramló fluidum új utakat keres (O'BRIEN & TSAI, 2003; WAGNER & TSAI, 2005; KUMAR & GHASSEMI, 2005; LIU & TSAI, 2006).

A repedezett tárolók vizsgálata során mindezek miatt alapvető fontosságú a törésrendszerben a földtani múlt során áramlott, tárolt folyadékok jellemzése, és ezáltal a rezervoár térben és időben történő viselkedésének megértése. Ezen feladat megoldása a repedésekben kivált cement fázisok részletes vizsgálatával végezhető el.

III.7.1. AZ ÁSVÁNYSEKVENCIA MEGHATÁROZÁSA

Az ásványokkal részben, vagy teljesen kitöltött repedések vizsgálatának első, minden további elemzés sikerét meghatározó lépése a cementet alkotó ásványszekvenciák meghatározása. Célja, hogy az egyes repedésekben kialakult ásványtársaságok alapján a kitöltés típusok klasszifikálhatók legyenek. Az osztályozás során figyelembe veendő legfontosabb szempontok az alábbiak:

- 1) Az egymás után megjelenő fázisok minősége függ-e a mellékkőzet minőségétől, vagy attól függetlenül jelenik meg. Az első eset alacsony víz/kőzet arányra, s így a lokális geokémiai rendszerben a kőzet összetételének meghatározó voltára utal. Regionálisan megjelenő cement fázis ezzel szemben az áramló fluidum összetételének indikátora lehet.
- 2) Megjelenik-e az adott ásvány fázis a teljes vizsgált területen, esetleges hiánya milyen okokra (kőzettani, szerkezeti, hidrogeológiai stb.) vezethető vissza?
- 3) Felismerhetők-e a szekvenciában egymást helyettesítő fázisok, melyek a szekvencia többi ásványának állandósága mellett csak valamely fizikai/kémiai paraméter (Redox potenciál, pH, stb.) lokális megváltozására utalnak?

Az ásvány szekvencia leírásának, dokumentálásának legfontosabb módszerei a binokuláris, a polarizációs és az elektron mikroszkópia, valamint a röntgen diffraktometria, a Raman és az infravörös spektroszkópia. Elegykristályok esetében (pl. karbonátok, kloritok, epidot) másodlagos elektron (SE), és visszavert elektron (BSE) felvételek, valamint röntgen elemtérképek alkalmazása a szekvencia további finomítását teszi lehetővé.

III.7.2. ANALITIKAI MÓDSZEREK

Az elektron mikroszkópiai vizsgálatok egy része a Berni Egyetem Ásvány-kőzettani Intézetében Tracor Northern Series 5400 EDS spektrométerrel felszerelt CamScan Series 5 típusú elektron mikroszkóppal (SEM) készültek ozmiummal és arannyal bevont mintákon. A SEM mérések esetén 30 kV, az EDS mérések esetén 20 kV volt a gyorsító feszültség. További elektronmikroszkópi felvételek készültek a Szegedi Tudományegyetem Hitachi S4700 készülékén, aranyozott mintákról.

Röntgen diffrakciós mérések a Berni Egyetemen (Philips PW 1710, Cu-K α sugárforrás), valamint a Szegedi Tudományegyetemen (Dron-UM1, Mo-K α sugárforrás) készültek.

Raman spektroszkópiai mérések a Leobeni Egyetemen készültek LABRAM HR-800 készülékkel 532.2 és 632.8 nm hullámhosszon ráeső fényben, 150 s mérési idő mellett. A spektrális felbontás 4 cm⁻¹, a sugárnyaláb átmérője ~3 μ m volt. A Raman spektrumok kiértékelése PIRONON & TSAI. (1991), valamint ORANGE & TSAI. (1996) alapján történt.

Az elektronmikroszkop vizsgálathoz minden kiválasztott mintából polírozott vékonycsiszolatok készültek. A méréseket a mainzi Johannes Gutenberg Egyetemen (Camebax, 15 kV, 12 nA, természetes standardok), a Berni Egyetemen (Cameca SX-50, 20-30 kV, 20 nA, természetes standardok, (DIAMOND & TSAI., 1994)) és a Leobeni Egyetemen (ARL-SEMQ 30, 15 kV, 30 nA, kaersutit belső standard) végeztük. Ásványkémiai vizsgálatok a repedéskitöltő kloritok, zeolitok és karbonátok esetében történtek. Ez utóbbi, rendkívül könnyen roncsolódó ásványtársaság mérése defókuszált sugárnyaláb (kb. $8 \times 12 \mu\text{m}$) és kis feszültség (15 kV, 20 nA) alkalmazásával történt.

C és O stabilizotóp mérések a Berni Egyetemen egyedi karbonát kristályokból készültek. A kristályok és 100%-os H_3PO_4 10 percig 90°C -on reagáltak, a felfogott CO_2 gáz mérése VG Prism II típusú tömegspektrométerrel történt. A mért adatokat korrigálás (foszforsav frakcionáció) után a PDB skála alapján átszámítottuk. Az izotóp arányok reprodukálhatósága $\delta^{18}\text{O}$ esetén $<0.1\%$, $\delta^{13}\text{C}$ esetén $<0.05\%$.

III.7.3. FLUIDUMZÁRVÁNY VIZSGÁLATOK

A fluidumzárvány vizsgálatok céljából a kiválasztott mintákból $75\text{--}150 \mu\text{m}$ vastagságú, mindkét oldalon polírozott vastagsziszolatokat készítettünk. A mikrotermometriai mérések a Berni Egyetemen (Linkam THMSG 600, Leitz Orthoplan mikroszkóp), a Leobeni Egyetemen (Linkam MDS 600, Olympus BX51 mikroszkóp), valamint a Szegedi Tudományegyetemen (Linkam THMSG 600, Olympus BX41 mikroszkóp) alacsony hőmérsékletű hűthető-fűthető tárgyasztalokon készültek. A tárgyasztal hűtése minden esetben folyékony nitrogénnel, fűtése elektromos fűtőszál segítségével történt. A műszerek mérési tartománya $-192 - 600^\circ\text{C}$, a minimális hűtési/fűtési sebesség $0.1^\circ\text{C}/\text{perc}$, a maximális érték hűtésnél $130^\circ\text{C}/\text{perc}$ volt. A műszer kalibrálása 100X-os objektívvel, kvarcba zárt szintetikus fluidum-zárványokkal történt -56.6°C ($T_m\text{CO}_2$), 0.0°C ($T_m\text{H}_2\text{O}$), 374°C ($T_h(\text{H}_2\text{O})$) értékek alapján. A mérési pontosság hűtésnél $\pm 0.1^\circ\text{C}$ felfűtésnél $\pm 1^\circ\text{C}$ körüli.

A kvarc esetében a zárványok vizsgálata hűtési szakasszal, míg a kalcitba záródott zárványok vizsgálata felfűtéssel kezdődött. Kis méretű zárványok esetén a végső jégolvadási hőmérséklet értékeket a GOLDSTEIN & REYNOLDS (1994) által tárgyalt ciklusos (cycling) módszerrel határoztuk meg. A kizárólag folyadék fázist tartalmazó zárványok esetében a végső jégolvadási hőmérsékletek meghatározása a zárványok részleges dekrepitációja után történt (GOLDSTEIN & REYNOLDS, 1994). A $T_m\text{Ice}$ értékekből a NaCleq sótartalom kiszámítását BODNAR (1992) módszerével végeztük.

Az UV fluoreszcens, s így szénhidrogéneket tartalmazó zárványok mérésének módszertanát, s a vizsgálatok eredményeit SCHUBERT (2003) tárgyalta részletesen. Az eredmények rövid összefoglalására a megfelelő mintaterületek tárgyalásánál kitérünk, de specifikus metodikai kérdések tárgyalását jelen fejezetben nem tartjuk szükségesnek.

III.7.4. PALINOLÓGIA

A palinológiai vizsgálatok célja a repedéskitöltő ásványokba zárt növényi eredetű törmelékanyag meghatározása abból a célból, hogy ezáltal a kitöltés koráról, és a vizsgált (s egykor felszínen lévő) aljzat blokk öskörnyezeti helyzetéről nyerjünk információt.

A vizsgált ásvány szemcsékről az esetleges külső szennyeződés eltávolítása felszíni savas (HCl, HF) maratással történt. A szerves maradványokat HF és H₂O keverékével tártuk fel, a savazást, mosást többször ismételve. A kolloidális állapotú szervesetlen alkotókat 5g H₃BO₄, 80 ml HCl és 920 ml H₂O keverékében oldottuk fel. Fénymikroszkópos vizsgálatra alkalmas preparátumok készítése során 39% hidratációs fokú glicerin-zselatinátot használtunk.

III.8. PETROFIZIKA

Repedezett tárolók hidrogeológiai modellezése számos nehézséggel terhelt, és a probléma elméletileg jóval kevésbé megoldott, mint porózus víztartók esetében. Ennek oka egyrészt az, hogy a hidraulikai viselkedést meghatározó petrofizikai paraméterek (pl. effektív porozitás, permeabilitás) meghatározása repedezett kőzettestek esetében bizonytalan, s a homogén viselkedésűnek feltételezhető reprezentatív elemi térfogat (REV, BEAR, 1972) mérete is több nagyságrenddel haladja meg a porózus kőzetekét (CASTAING & TSAI., 2002; WANG & TSAI., 2002; MIN & TSAI., 2004). Ezért standard petrofizikai mérésekkel a hidrogeológiai modellezés alapadatai nem határozhatók meg, azokat általában kúthidraulikai mérésekkel, illetve modellezéssel származtatják. Mivel a repedezett tárolókban rendszerint rendkívül lassú a szivárgási sebesség, a hidraulikai egyensúly eléréséhez hosszú idő szükséges, ami a kúthidraulikai mérések bizonytalanságát okozhatja. Ezért számos szerző (KOUDINE & TSAI., 1998, DERSHOWITZ & TSAI., 2000, CACAS & TSAI., 2001, JOURDE & TSAI., 2002, SARDA & TSAI., 2002, SARKAR & TSAI., 2004) az áramlási szimulációhoz szükséges hidrodinamikai paraméterek meghatározását modellezett repedéshálózat alapján ajánlja.

A továbbiakban (III.9. fejezet) mi is ezt az utat követjük. Ugyanakkor, mivel szilikátos kőzetek esetén a rendszerint jelentős mértékű repedés cementációs folyamatok eredményeként a törések egy része rendszerint elzáródik, impermeábilissá válik, a modellezést megelőzően célszerű vizsgálni, mely deformációs elemek vesznek részt a rezervoár áramlási, tárolási rendszerében. Ezért a hidraulikai célú kőzetfizikai vizsgálatok kizárólagos célja a működő törésgenerációk azonosítása volt. Az elemzéseket Computer Tomográfia alkalmazásával végeztük.

III.8.1. COMPUTER TOMOGRAFIA (CT) VIZSGÁLATOK

Az utóbbi évtizedben a kőzetek belső szerkezetének roncsolásmentes vizsgálatában egyre nagyobb szerepet kap – az eredetileg humán vizsgálati célokra kifejlesztett – Computer Tomográfia. Ezen feldolgozások között igen szerteágazóak a repedezett tárolók elemzése szempontjából fontos adatokat szolgáltató CT-mérések is. A törések, töréshálózatok geometriai paramétereinek meghatározása (JOHNS & TSAI., 1993; PYRAK-NOLTE & MONTEMAGNO, 1995; KELLER, 1998; MONTEMAGNO & PYRAK-NOLTE, 1999; VAN GEET & SWENNEN, 2001) mellett vizsgálható a törésfelszín érdességének mértéke (CHERKAEV & TSAI., 2000), ami egyes esetekben befolyásolhatja az áramlás jellegét. Az egyfázisú és többfázisú fluidum áramlás CT alatti követése hozzájárulhat a kőzetben lévő különböző típusú tárolóterek működési mechanizmusának megértéséhez (CASTAING & TSAI., 2002; HIRONO &

TSAL., 2003; WILDENSCHILD & TSAL., 2004; CHAKRAVARTHY, 2005). Hosszú idejű vizsgálatokkal az oldódás és cementáció folyamata, és az ezek hatására végbemenő áramlási kép változása is vizsgálható (LIU & TSAL., 2005). Bár porózus kőzetek esetében pontos CT mérési technikák ismertek a porozitás meghatározására is (WITHJACK, 1988; AKIN & TSAL., 1996; AKIN & TSAL., 2000; AKIN & KOVSCEK, 2003; TAUD & TSAL., 2005), a fentiek miatt (a REV mérete meghaladja a mérhető térfogatot) ezeket az eljárásokat repedezett kőzeteken nem célszerű alkalmazni.

A vizsgált alföldi repedezett rezervoárok esetében mindezen lehetőségek közül részben CT felvételek alapján végeztük a törések geometria paraméterezését (v.ö. *III.5.3. fejezet*). Ezek a paraméterek alapvetőek a töréshálózat szimulációja során (*III.9. fejezet*), így igen lényeges minél több mintából, azonos módszerrel kapott, nagy mennyiségű alapadat generálása. A modellező munka alapfeltétele ugyanakkor, hogy a magon makroszkóposan felismert kőzettani és szerkezeti bélyegeket minél pontosabban azonosítani lehessen a CT felvételeken is; ezért a tomográfus kép és a fűrőmag szerkezeti bélyegeinek kiértékelése minden esetben párhuzamosan történt.

A geometriai paraméterek származtatása mellett CT-vel történt a magban történő fluidum áramlás dinamikus vizsgálata, ami az egyes törés generációk viselkedésének hidraulikai értelmezését teszi lehetővé. Ehhez a vizsgálathoz a megfelelő területeken kialakított deformációtörténeti modellben eltérő eseményeket reprezentáló magokat választottunk. A mérés során (BOGNER & TSAL., 2003; FÖLDES & TSAL., 2004) a fűrőmagot 6 óra vákuumozás után CT alatt ioncserélt vízzel árasztottuk el. Azonos szelet pozícióban a mintákról három mérés sorozat készült; vákuumozást követően, elárasztás közben és után. Mivel a mérési folyamat során a CT adatmátrixban kizárólag azon cellák röntgensugár elnyelése (H.U. értéke) változik meg, melyekbe a feltöltés során víz jutott, az áramlásban részt vevő törések azonosíthatók. A feltöltéses méréseket 2 mm-es szeletvastagság és a feltöltéses mérésekre kikísérletezett mérési protokoll mellett végeztük (FÖLDES & TSAL., 2004). Részletes vizsgálatok alapján a mérési zaj <10 H.U.

A CT mérések a Kaposvári Egyetem Diagnosztikai Intézetében készültek Siemens Somatom Plus 40 típusú műszeren 140 kV, 189 mA, 1.5 s megvilágítás mellett. A minták előkészítése, vákuumozása a MOL Rt. kőzetfizikai laboratóriumában történt a rutin porozitás mérésekkel megegyező módon.

III.9. A REPEDÉSHÁLÓZAT SZIMULÁCIÓJA

A közettani, szerkezetföldtani, geokronológiai vizsgálatok feladata kettős. Eredményükként egyrészt előáll az a fejlődéstörténeti modell, amely magyarázatot ad az adott terület földtani felépítésének kialakulására, lehetőséget biztosítva ezzel a távolabbi területekkel történő korrelációra, összefoglaló geológiai kép kialakítására. Másrészről alapvető eredmény az a közetváz modell, amely alapján a vizsgált terület minden egyes pontjában – több-kevesebb bizonytalanság mellett – rendelkezésre állnak azok a közettani, szerkezeti, paleohidrológiai, stb. adatok, amelyek a közzettestben zajló jelenkori folyamatok vizsgálatának geológiai hátterét biztosítják. Repedezett metamorf kőzetek fluidum áramlási és tárolódási folyamatai szempontjából a töréshálózatok térbeli viselkedésének megértése a legfontosabb feladat. Ezt különösen nehézé teszi az a megfigyelés, miszerint a hidraulikailag aktív töréshalmazok rendszerint kívül esnek mind a nagyléptékű szeizmikus, mind a kisléptékű kútgeofizikai és mikroszerkezeti vizsgálatok látókörén (PAILLET & TSAI., 1993; CHILDS & TSAI., 1997). A repedéshálózatok szimulációjának célja ezért a kiválasztott metamorf közzettest 3D töréshálózatának modellezése tároló léptékben, a litológiai, szerkezetfejlődési viszonyok tükrében. Az utóbbi információkat összefoglaló geológiai alapot a 3D közetváz modell biztosítja, amely mellé a tér minden pontjában a szimuláció bemenő paramétereit (a töréshálózatot jellemző geometriai változóit) leíró attribútum modell társul.

A szimulációs munkának két egymásra épülő lépése van. Egyrészt a mérési pontok alapján a teljes modellezett térrészre ki kell terjeszteni a szimulációs paramétereket, majd a folyamat második lépésében – megfelelő modellező szoftver alkalmazásával – el kell végezni a szimulációt. Természetesen a két lépés végső kimenete egy többszörös visszacsatoláson, számos független tesztelésen alapuló munka eredményeként áll elő. A repedezettséget leíró, bizonytalan geometriai adatok térbeli kiterjeszthetőségéről részletesen írtunk a III.6. fejezetben. Az alábbiakban a repedéshálózat szimuláció problémájával foglalkozunk.

III.9.1. SZIMULÁCIÓS ALGORITMUS ÉS SZOFTVER

III.9.1.1. REPEDÉSHÁLÓZAT SZIMULÁCIÓ LEHETŐSÉGEI

A megoldandó problémák, a rendelkezésre álló adatok és technikai háttér függvényében az elmúlt évtizedekben számos repedéshálózat modellező módszer, algoritmus, és ezeket támogató szoftver fejlődött ki (LONG, 1996; ZHANG & SANDERSON, 2002; FRACMAN (DERSHOWITZ & TSAI, 1993); FRACPERM; FRACNET (GRINGARTEN, 1998), stb). Az eljárások egy része determinisztikus algoritmust követ, s célja a 3D porozitás és permeabilitás tér generálása. Más módszerek az egyedi törések hálózataként felépülő törésrendszer sztochasztikus alapú rekonstrukcióját célozzák. Bár egyes esetekben célszerű lehet a bizonyítottan hidraulikailag aktív törések térbeli helyzetének explicit definiálása, rendszerint célravezetőbb kizárólag a geometriai adatok alapján meghatározott törésmintázat szimulációja. Amint azt korábban láttuk, a töréshálózatokat a jellemző szerkezeti adatok (törés generációk, kinematikus indikátorok, repedéskitöltő ásványok, stb.) mellett geometriai típusú változókkal is jellemezhetjük. A modellező munkában leggyakrabban használt numerikus adatok a törések mérete (2D metszeten a hossza), nyitottsága, orientációja, és az adott térrészbe eső törések száma (a középpontok fraktál dimenziója).

Mindezek alapján a töréshálózat modellező algoritmusoknak három fő típusát különböztethetjük meg.

- 1) Az „ekvivalens folytonos modellek” esetén nincsenek egyedi törések. A vizsgált mérettartományban a mért hidraulikai tulajdonságok (effektív porozitás, effektív permeabilitás) adott térfogat fölött kumulatíván írják le számos törés együttes szerepét. Az ilyen formán lényegében a porózus kőzetekkel analóg módon kezelt repedezett kőzettestek mért hidraulikai paramétereinek térbeli változását egyes modellek determinisztikus (CARRERA & TSAI, 1990), mások sztochasztikus (NEUMAN, 1990) módszerekkel elemzik.
- 2) Számos vizsgálat mutat arra, hogy repedezett kőzetek hidraulikai viselkedése nem írható le kontinuum modellel (SVENSSON, 2001). A töréshálózatot egyedi törések halmazából felépítő DFN („discrete fracture network”) modellek célja ennek a problémának a kiküszöbölése. A módszercsalád számos eljárásának közös kiinduló hipotézise az, hogy repedezett kőzettestekben történő fluidum áramlás megadható az egyedi törések geometriai jellemzésével. Adott input paraméter halmaz esetén tetszőleges számú eltérő, azonosan valószínű mintázat generálása lehetséges, melyek együttes értékelése alapján a törés mintázat alapvető tulajdonságai, az összefüggő

alrendszerek mérete, iránya, térbeli helyzete, stb. bizonytalanságukkal együtt meghatározható. A repedéshálózatot mindezek az eljárások a modellezett térben az eredetivel (mérttel) azonos orientáció és méret eloszlású korong (sokszög) sereggel reprezentálják. A DFN modelleknek három alaptípusa ismert (LONG, 1996).

- a. Legegyszerűbb esetben azt tételezzük fel, hogy valamely törés térbeli helyzete nincs hatással a rendszer többi törésének pozíciójára. Ezekben a modellekben (pl. DERSHOWITZ & EINSTEIN, 1988) a törés középpontok egyenletes eloszlást követnek.
- b. Más eljárások valamely sztochasztikus folyamat (pl. Poisson pont folyamat; PRIEST & HUDSON, 1976) alapján jelölik ki a repedéseket reprezentáló korongok (sokszögek) középpontjait a térben.
- c. A módszerek harmadik csoportja figyelembe veszi a törésmintázatok általánosan megfigyelt skálainvarianciáját is, és így ezek fraktál geometria alapú (pl. HEWETT, 1995) modellek.

Hidraulikai szempontból a DFN modellek esetén a fluidum-áramlást a töréshálózat geometriája irányítja, s az áramlás az egyedi repedések mentén történik. Az áramlási egyenletek megoldása az olykor több millió törésből álló hálózatokon komoly, olykor alig megoldható informatikai jellegű kihívást jelent.

- 3) Ez utóbbi probléma hívta életre a két korábban tárgyalt módszer család (ekvivalens folytonos, illetve DFN modellek) előnyeit egyesítő „hibrid modelleket”. Ezek az eljárások a töréshálózatot valamely DFN modell alapján szimulálják, majd valamely térfogat fölött a modellezett töréshálózat alapján származtatják az áramlást meghatározó hidraulikai paramétereket, és azok térbeli eloszlását (ZHANG & TSAI, 1996; LONG, 1996; JACKSON & TSAI, 2000; WANG & TSAI, 2002).

III.9.1.2. AZ ALKALMAZOTT ALGORITMUSOK

Amint azt korábban (III.5. fejezet) láttuk, a vonatkozó szakirodalomban egyetértés van abban, hogy a töréshálózatok fraktál geometriai elemekkel leírhatók abban az értelemben, hogy

- 1) a törések méreteloszlása hatványeloszlást követ (pl. YIELDING & TSAI., 1992; MIN & TSAI., 2004);
- 2) adott méret fölötti törések térbeli eloszlása lényegében litológiától és szerkezeti helyzettől függetlenül skálainvariáns mintázatot alkot a térben (pl. (BARTON & LARSEN, 1985; LA POINTE, 1988; HIRATA, 1989; MATSUMOTO & TSAI., 1992; KRANZ, 1994; TSUCHIYA & NAKATSUKA, 1995; ROBERTS & TSAI., 1998).

Mindezek, és az előző fejezetekben írtak alapján célunk volt egy olyan töréshálózat modellező szoftver rendszer kifejlesztése, amely fraktál geometriai alapú DFN elven alapuló hibrid modellt épít. Az elkészült programcsomag a REPSIM nevet kapta.

III.9.1.2.1. A 3D TÖRÉSHÁLÓZAT GENERÁLÁSA

A törések szimuláció során használt geometriai alapparamétereit a korábbiakban (III.5. fejezet) részletesen tárgyaltak alapján a törések hossza, nyitottsága, orientációja (dőlése és csapása), valamint a törésközéppontok fraktál dimenziója adják. A hosszúságok eloszlása bármely vizsgált esetben hatvány függvény eloszlással közelíthető, valamely repedés nyitottsága a hosszúság lineáris függvénye. Az irányt leíró adat párok eloszlását nem közelítettük analitikus eloszlás függvénnyel. A fraktál dimenziót, a mintázatot jellemző legfontosabb numerikus paramétert box-counting módszerrel határoztuk meg. Mindezekkel egyetértésben a töréseket reprezentáló korongsereg generálása az alábbi rekurzív algoritmus alapján történt:

- 1) A vizsgált térrész felosztása maximális méretű, homogén paraméter halmazú, kocka alakú egységcellákra (generátor elemek);
- 2) Az i . lépésben kapott cellák éleinek felosztása r ($\in \mathbb{N}$) részre, s így r^3 számú azonos méretű új kocka generálása;
- 3) Az adott generátor elemekben érvényes „box-counting” dimenzió alapján ($N(r) = r^{-D}$) a repedés középpontot tartalmazó kisebb kockák véletlenszerű kiválasztása;

- 4) A 2. és 3. lépés rekurzív ismétlése;
- 5) Adott küszöbérték (r_{min}) elérésekor a repedést tartalmazó kockák középpontja, mint repedés középpontok kiválasztása („fracture seeds”);
- 6) A megfelelő eloszlásokból véletlenszerűen választott paraméterekkel (hosszúság, irány) a repedés középpontok körül repedés (korong) generálása.

Az adott repedés hosszúságának véletlen választása az ismert paraméterű (E) hatványfüggvény eloszlás kumulatív sűrűségfüggvényének felhasználásával történik (LA POINTE, 2002, BLUM, 2004) r_{min} , mint minimális repedéshossz (L_{min}) figyelembevétele mellett. Az 1.-4. lépés ismétlésével amint a cellák mérete csökken, a repedés középpontot tartalmazó kockák száma nő. Az algoritmus rekurzív jellege, és az alkalmazott box-dimenzió miatt a kialakuló pontsereg a mérttel megegyező dimenziójú (D_3) fraktál objektum lesz. A végeredményként kapott töréshálózat teljesíti a kezdeti feltételeket, miszerint paraméterei megegyeznek a mért paraméterek eloszlásaival. Az algoritmus statisztikus abban az értelemben, hogy alkalmazásával tetszőleges számú, azonosan valószínű realizáció hozható létre.

III.9.1.2.2. ÖSSZEFÜGGŐ TÖRÉSZRENDSZEREK KIVÁLASZTÁSA

A szimulált töréshálózat igen fontos tulajdonsága az összefüggő alrendszerek mérete, azok térbeli helyzete. Ennek meghatározása egy megfelelően optimalizált, módszeres próbálgatáson alapuló algoritmus alapján történik.

III.9.1.2.3. POROZITÁS

A repedezett porozitás a töréseket reprezentáló lapos henger szeletek térfogata és a befoglaló cella térfogata arányaként értelmezhető, azaz

$$\Phi = \frac{V_f}{V} \quad (1)$$

Kocka alakú cella esetén $V = r^3$, míg a repedések által elfoglalt térfogat a korong sereg kockába eső részének a határozott integrálja az adott térfogaton. Ezt elég finom beosztás esetén jól közelíti a Riemann-féle alsó közelítő összeg, azaz

$$V_f = \sum_{i=1}^n \sum_j \frac{l_{ij} \cdot a_{ij} \cdot r}{n} \quad (2)$$

s így a porozitás

$$\Phi = \frac{1}{n \cdot r^2} \sum_{i=1}^n \sum_j l_{ij} \cdot a_{ij} \quad (3)$$

formában adódik, ahol a jelölések megegyeznek a III.5. fejezetben rögzítettekkel.

III.9.1.2.4. BELSŐ PERMEABILITÁS TENZOR

A repedezett közegre jellemző, a 3D-ban anizotróp permeabilitást megfelelően jellemzi a 3x3-as permeabilitás tenzor. Ennek számítása ODA (1985) némileg módosított algoritmusára alapján történhet. Eszerint, a Darcy törvény értelmében

$$v_i = \frac{g}{\mu} \cdot \rho \cdot k_{i,j} \cdot J_i \quad (4)$$

ahol v a fajlagos vízhozam (állandó hidraulikus gradienst feltételezve az átlagos lineáris szivárgási sebesség), μ a dinamikus viszkozitás, ρ a folyadék sűrűsége és J a hidraulikus gradiens. Másrészt, mivel a szivárgás kizárólag a repedések mentén zajlik, valamely térfogat fölött

$$v_i = \frac{1}{V} \cdot \int v_i^f \cdot dV^f \quad (5)$$

ahol v^f az egyedi repedésben történő szivárgás sebessége. Ezt tetszőleges pontossággal közelíti

$$v_i = \frac{1}{V} \cdot \sum_f v_i^f \cdot V^f \quad (6)$$

A köbös törvény („cubic law”) alapján, mely szerint a repedésen belül lamináris szivárgást feltételezve („parallel plate model”, WITHERSPOON & TSAI, 1980; NEUZIL & TRACY, 1981) a fajlagos vízhozam arányos a repedés nyitottságának négyzetével, továbbá

$$v_i^f = \frac{1}{12} \cdot \frac{g}{\mu} \cdot \rho \cdot a^2 \cdot J_i^f \quad (7)$$

ahol J_i^f \mathbf{J} vetületének i irányú komponense az f repedésen, azaz mivel

$$J^f = J - (n \cdot J) \cdot n, \quad (8)$$

$$J_i^f = \sum_j (\delta_{ij} - n_i n_j) \cdot J_j, \quad (9)$$

ahol δ_{ij} a Kronecker szimbólum. Így végül (4) és (6) összevetésével ODA (1985) alapján

$$k_{i,j} = \frac{1}{12} \cdot (P_{kk} \cdot \delta_{ij} - P_{ij}), \quad (10)$$

valamint KOIKE & ICHIKAWA (2006) diszkretizálási megoldása alapján, figyelembe véve, hogy kocka alakú cella esetén $V = r^3$,

$$P_{ij} = \frac{l}{r^3} \cdot \sum_f a^3 \cdot l \cdot n_i \cdot n_j, \quad (11)$$

majd a porozitásnál látott közelítő összeg megoldás alapján

$$P_{ij} = \frac{1}{k \cdot r^3} \cdot \sum_k \sum_f a^3 \cdot l \cdot n_i \cdot n_j, \quad (12)$$

valamint

$$P_{kk} = P_{11} + P_{22} + P_{33}, \quad (13)$$

miközben n_i és n_j a vizsgált repedés normálvektorának vetületei a megfelelő tengelyeken.

III.9.1.3. A REPSIM SZOFTVER

A REPSIM nevű programcsomag a fent részletezett algoritmusok alapján készült. Alapvetően egy kezelő, és két független munka platform alkotja; az egyikben történik a modellezett térfogat definiálása és a generátor cellák parametrizálása, míg a másik felület célja a szimulált 3D hálózat alapján származtatott paraméterek számítása és a különböző típusú eredmények megjelenítése.

Az input felületen (III.16. ábra) végrehajtható alapvető műveletek az alábbiak:

- 1) A vizsgált közettestet burkoló téglatest sarokpontjainak definiálása relatív vagy abszolút (pl. EOVS) koordináta rendszerben;
- 2) Az egyenközi cellakiosztáshoz tartozó cellaméret definiálása (generátor elemek);
- 3) Az inaktív cellák definiálása (ezekre a cellákra nem történik számolás);
- 4) A dőlés és csapás adatpárokat tartalmazó Excel munkafüzet beolvasása;
- 5) Generátor elemenként az adott cellát jellemző paraméterhalmaz definiálása az alábbiak szerint
 - a. Hosszúság függvény E, F paramétere;
 - b. L_{min}, L_{max} (A hosszúság függvény minimális és maximális vágásértékei);
 - c. D_3^c (a repedés középpontok fraktál dimenziója);
 - d. A dőlés, csapás adatpárokat tartalmazó Excel munkalap neve;
 - e. A nyitottság függvény A, B paraméterei.
- 6) Paraméterek másolása, áthelyezése cellák között;
- 7) Az adott modell nevére, készítésének, módosításának időpontjára vonatkozó adatok rögzítése;
- 8) A modellel kapcsolatos információ leírása;
- 9) Az alapadatok mentése Excel fájlba, illetve annak Excel fájlból történő beolvasása.

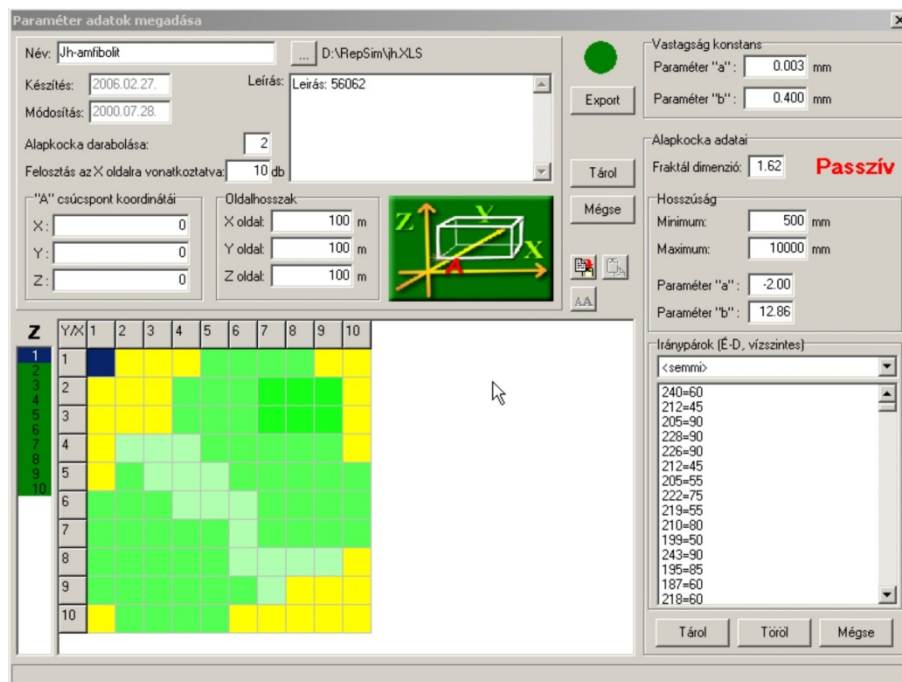
Alapértelmezésben a vizsgált térrészt felépítő generátor elemeket, illetve az adatokkal nem teljesen kitöltött szinteket piros szín jelzi. Ez – az adott cellában érvényes fraktál dimenzió értékének megfelelő árnyalatú – zöld színre vált a cella teljes parametrizálása esetén.

A megjelenítő felület (III.17. ábra) a kezelő platformról a REPSHOW nevű alprogrammal indítható. Az itt végrehajtható alapvető műveletek az alábbiak:

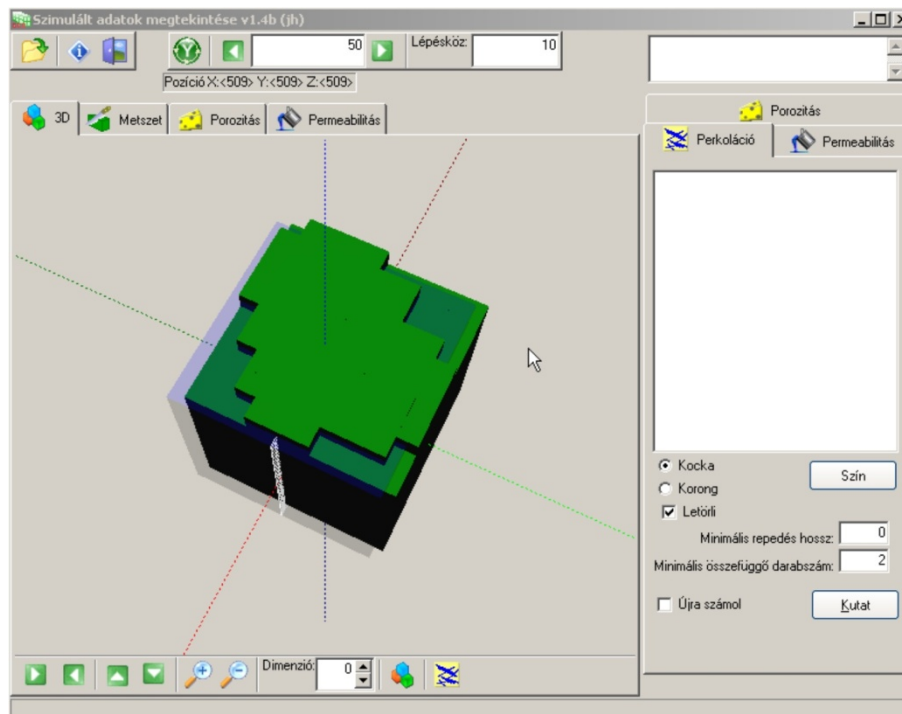
- 1) A „Metszet” menüpont alatt a szimulált repedéshálózat tetszőleges xy, xz, yz irányú metszeteinek megjelenítése (III.18. ábra);
- 2) A három irány mentén a töréshálózatban tetszőleges lépésközzel léptetés, a töréshálózat képének nagyítása, kicsinyítése;
- 3) A töréshálózat adott vágásértéknél nagyobb méretű töréseinek megjelenítése;
- 4) Adott 2D töréshálózat képként, illetve adat fájlként (végpontok koordinátái) történő mentése;

- 5) A REPCON nevű alprogram indítása, amely a teljes 3D töréshálózatban az összefüggő hálózatok meghatározását végzi, s amelyben
- Beállítható a keresendő összefüggő hálózatok minimális repedésszáma;
 - Beállítható a keresendő összefüggő hálózatokban a minimális repedéshossz;
 - Az eredményként kapott alrendszerek színeztethetők, s az előzőekben bemutatott módon a „Metszet” menüpont alatt külön-külön, vagy bármely kombinációban megjeleníthetők;
 - Az eredményként kapott alrendszerek a „3D” menüpont alatt az alaptestben – mint korongok, vagy mint a középpontokat reprezentáló kicsi kockák – megjeleníthetők (III.19. ábra), forgathatók, nagyíthatók.
- 6) A REPPOR nevű alprogram indítása, amely a repedezett porozitás számítását végzi, s amelyben
- Megadható a vizsgálandó cellakiosztás esetén a kocka alakú cellák oldalhossza;
 - Megadható az integrál közelítő algoritmus esetén alkalmazandó beosztás érték (n);
 - Megadható a porozitás számításánál minimálisan figyelembeveendő méretű repedések hossza;
 - A porozitás számítható a teljes töréshálózatra, vagy valamely perkolációs alrendszerre;
 - A számítás eredménye Excel formátumban elmenthető;
 - A számítás eredménye a „Porozitás” menüpont alatt megjeleníthető szintenként táblázatos, vagy (szürke árnyalattal színezett) térképi formában.
- 7) A REPPER nevű alprogram indítása, amely a belső permeabilitás tenzor számítását végzi, s amelyben a porozitáshoz hasonlóan
- Megadható a vizsgálandó cellakiosztás esetén a kocka alakú cellák oldalhossza;
 - Megadható az integrál közelítő algoritmus esetén alkalmazandó beosztás érték (n);
 - Megadható a permeabilitás tenzor számításánál minimálisan figyelembeveendő méretű repedések hossza;

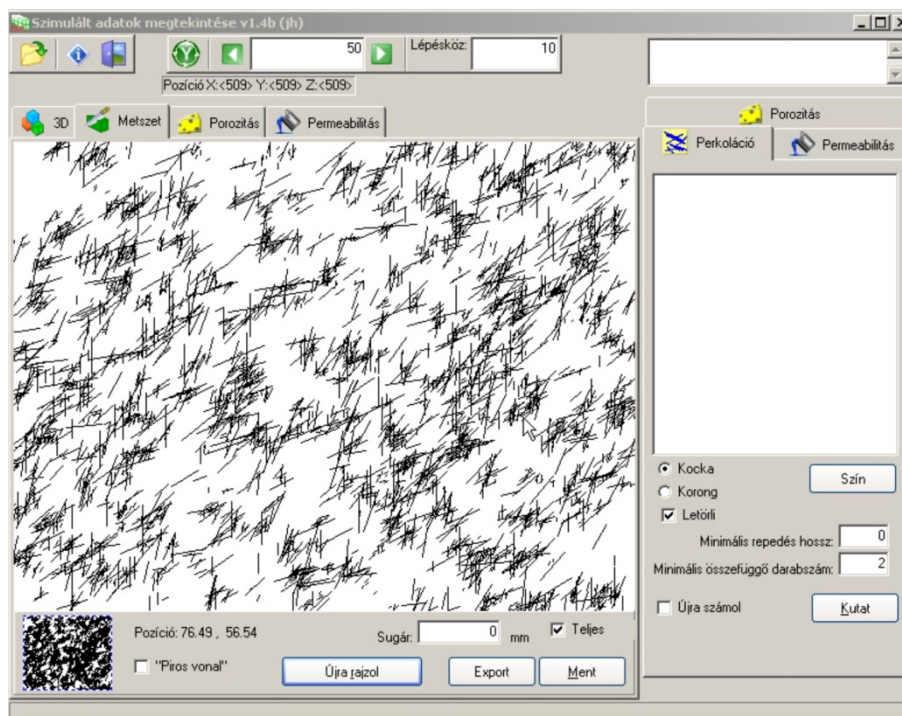
- d. A permeabilitás tenzor számítható a teljes töréshálózatra, vagy valamely perkolációs alrendszerre;
- e. A számítás eredménye Excel formátumban elmenthető.



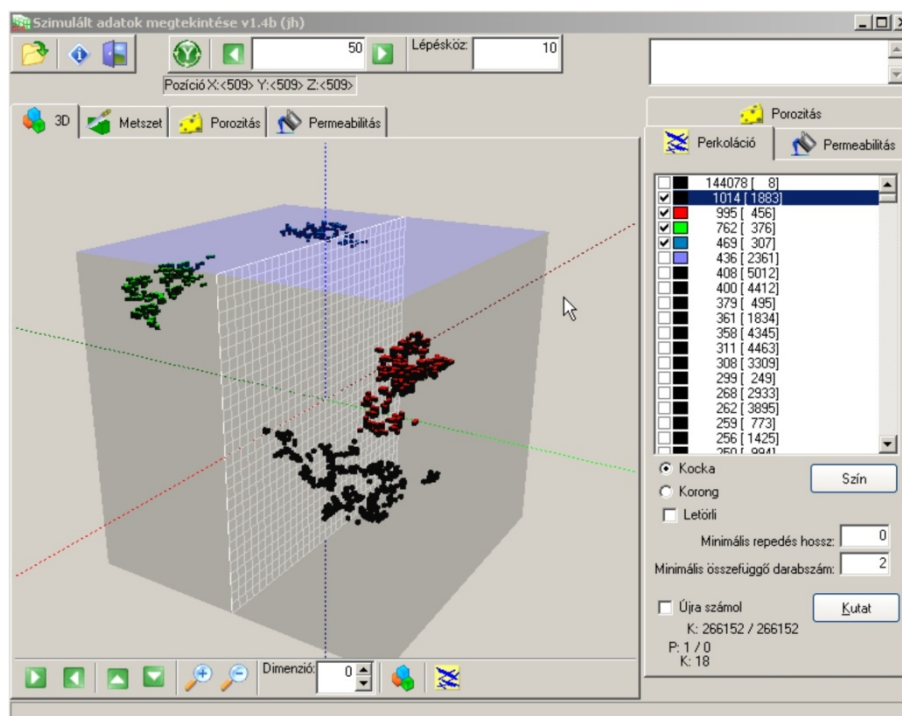
III.16. ábra – A REPSIM programcsomag input felülete.



III.17. ábra - A REPSIM programcsomag megjelenítő felülete.



III.18. ábra– A „Metszet” funkcióval a 3D töréshálózat tetszőleges irányú 2D metszetei jeleníthetők meg.



III.19. ábra – A nem kommunikáló törésrendszerek egyidejű 3D megjelenítése nagyban segíti a kiértékelést. (a színek az egyes törésklaszterek törésközpontjait jelölik)

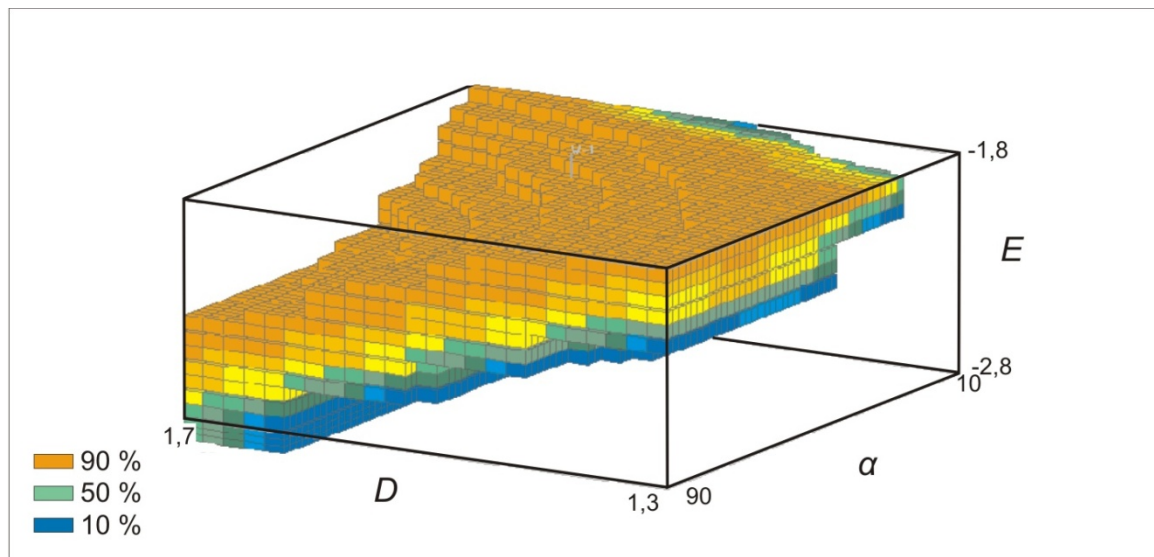
III.9.1.4. A MODELLEZETT REPEDÉSHÁLÓZATOK ÁLTALÁNOS JELLEMZŐI

III.9.1.4.1. AZ E - D - α TULAJDONSÁGTEST

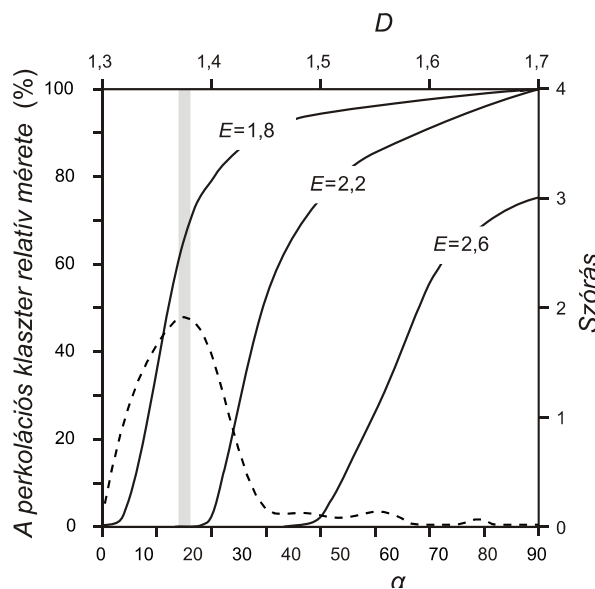
A repedéshálózat hidraulikai szempontból leglényegesebb tulajdonsága a repedések összefüggősége (BLOOMFIELD, 1996). Bár a töréseket leíró geometriai paraméterek és a konnektivitás kapcsolatának elméleti megoldása nem ismert, a ROULEAU & GALE (1985) által bevezetett „interconnectivity index” az átlagos töréshossz, a töréscsoportok közötti átlagos szögeltérés és a törések közötti átlagos távolság függvényében az összefüggőség mértékét próbálja implicit formulával számszerűsíteni. Az alábbiakban ettől eltérő utat követünk. Kihasználva, hogy a REPSIM szoftver REPCON alprogramjával tetszőleges paraméterek esetén származtatható az összefüggő töréshálózat mérete 3D-ben, célunk a törésrendszert leíró három alapparaméter (E - D - α) terének minden pontjában ennek számítása, majd a tulajdonságtest részletes jellemzése.

Míg valamely töréshálózat esetén az E és D paraméterek egyértelműen meghatározottak, az orientáció esetén célszerű némi egyszerűsítést tenni. Bár a fent részletezett szimulációs eljárás során rendszerint dőlés-csapás értékpárok halmazát használjuk, jelen vizsgálatokhoz elegendő két, adott relatív dőlésű síkcsoportot feltételezni (α). A repedések összefüggőségére vonatkozó számításokat ezek alapján a D {1.3, 1.4, 1.5, 1.6, 1.7}, E {-2.8, -2.6, -2.4, -2.2, -2, -1.8}, α (10°, 20°, 30°, 40°, 50°, 60°, 70°, 80°, 90°) tulajdonságtest rácspontjaiban végeztük el. A szimuláció további paramétereit $L_{min} = 0.5$ m, $L_{max} = 15$ m, $F = 15$ voltak, a számítást $100 \times 100 \times 100$ m³ méretű kockán végeztük.

Minden paraméterhármas esetén öt független szimuláció történt, melyek során számoltuk a maximális összefüggő törésrendszer elemeinek az összes töréshez viszonyított arányát. Eredményül az (E - D - α) változótér 270 pontjában megkaptuk a maximális összefüggő törésrendszer relatív méretének várható értékét és szórását. A kialakuló tulajdonságtest (III.20. ábra) jellegzetes nyeregfelületet képez, melyben a $D = D_{min}$, $E = E_{min}$, $\alpha = \alpha_{min}$ csúcsban minimális, a $D = D_{max}$, $E = E_{max}$, $\alpha = \alpha_{max}$ csúcsban pedig maximális az összefüggőség.



III.20. ábra – Az E - D - α tulajdonságtest jeleníti meg az összefüggő töréshálózat méretét az összes törés százalékában.



III.21. ábra – Az E - D - α tulajdonságtest testátló menti metszei különböző E értékek esetében. A perkolációs küszöb helyzete a görbék inflexiós pontja, valamint a perkolációs klaszter méretek maximális szórása alapján kijelölhető. (szürke sáv jelzi a perkolációs küszöb helyzetét; az $E=1,8$ értékhez tartozó szórást szaggatott vonal jelöli)

Az átmenet mindazonáltal nem lineáris, közepes paraméter értékeknél a törérendszer hirtelen csap át kis mértékben összefüggőből lényegében teljesen összefüggő töréshálózattá. Ez a viselkedés igen szemléletesen jelentkezik a testátló menti metszeteken (III.21. ábra), ahol az adott E értékekhez tartozó, egymáshoz hasonló lefutású S-alakú görbék mentén jól meghatározott küszöbérték választja el a lényegében nemösszefüggő és összefüggő törérendszereket. Ez a pont a perkoláció elméletből ismert perkolációs küszöb (GUEGUEN & TSAI., 1997), amelynek szűk környezetében a rendszerben jelenlévő

több részrendszer egy nagy töréshálózattá rendeződik (PEITGEN & TSAI., 1992). Mivel a perkolációs küszöb környezetében a görbék igen meredek lefutásúak, ebben a tartományban a geometriai paraméterek kismértékű változása is alapvetően megváltoztathatja a repedéshálózat összefüggőségi viszonyait. A meghatározás bizonytalanságát tovább növeli, hogy a számított szórás értékek a perkolációs küszöbnél érik el a maximumukat, azaz azonos paraméterhármashoz tartozó különböző realizációk eredménye is lényegesen eltérhet egymástól.

Mindezek a megfigyelések arra vezetnek, hogy a repedésrendszerek az $(E-D-\alpha)$ paraméterek függvényében alapvetően három fő típusba sorolhatók. Az első típus esetében az összefüggő rendszerek mérete elenyésző, az összes repedésnek csak pár százaléka metszi egymást. A második esetben (nagy paraméter értékek esetén) a törések nagy része összefüggő hálózatot alkot. E két típus szimulációja igen stabil eredményt ad, a különböző realizációk eredményei alapvetően megegyeznek, a szórás mindkét esetben $\sigma \ll 1$. A paraméterek meghatározásának bizonytalanságára ezek a repedésrendszer típusok kevésbé érzékenyek, a mérés során szükségszerűen fellépő pontatlanságok alapvetően nem befolyásolják a végeredményt.

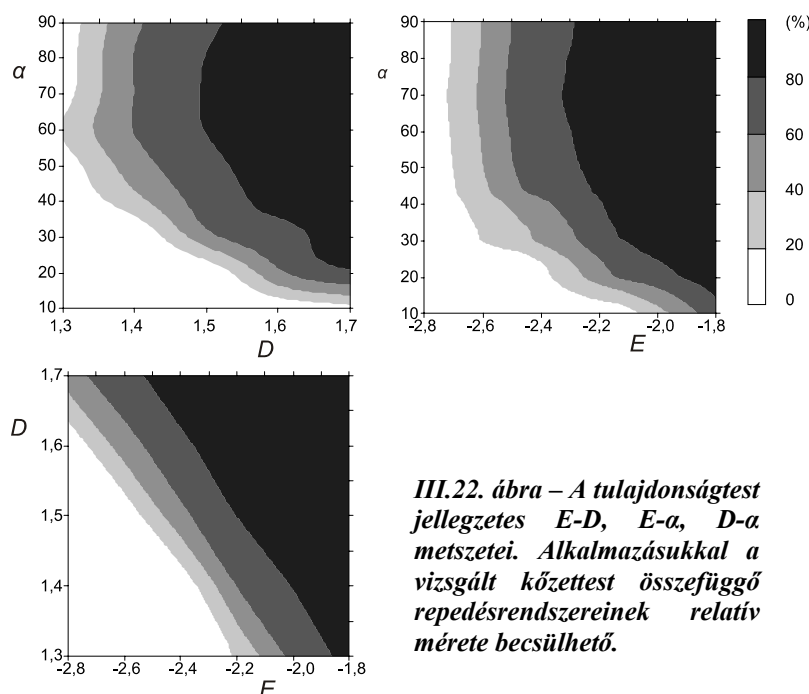
Mindezekkel ellentétes tulajdonságú a középső, átcsapási zóna jellemző töréshálózata. Azon túl, hogy – a nagy szórás miatt – az összefüggő rendszer mérete lényegében nem megjósolható, ez a rendszer reagál legérzékenyebben az alapparaméterek mérési bizonytalanságaira is.

Ismert $(E-D-\alpha)$ paraméterekkel jellemzett törésrendszer esetén az összefüggőség mértékének becslését nagyban segíti a fenti tulajdonságtest tengelyekkel párhuzamos metszeteiként $(E-D, E-\alpha, D-\alpha)$ előálló nomogram sorozat (III.22. ábra). Ezek alkalmazásának bemutatására a III.5. fejezetben bemutatott erdősmecskei gránit adatait használjuk. Bár a különböző (feltárás és kézipéldány) méretarányú minták paraméterei némileg eltértek egymástól, az összefüggő repedéshálózat mérete becsülhető (III.23. ábra), és egységesen 40-60% között alakul.

Az $(E-D-\alpha)$ paramétertest további tulajdonságait (szórástest alakja, második legnagyobb törés klaszter mérete, stb.) részletesen vizsgálja VASS (2005).

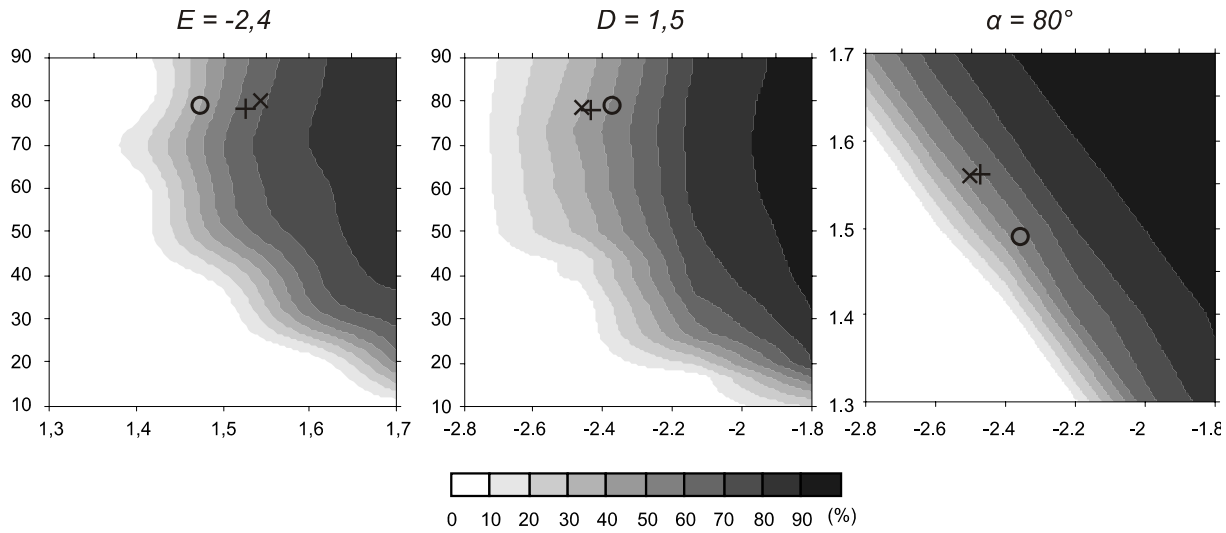
III.9.1.4.2. A REV SZÁMÍTÁSA

A szimulált töréshálózat áramlásmodellezésre való alkalmazhatóság szempontjából legfontosabb paraméterei a korábban bemutatott módon származtatott repedezett porozitás és a belső permeabilitás tenzor. Alapvető eltérés van ugyanakkor a primer porozitású és a repedezett kőzetek között az őket jellemző reprezentatív elemi térfogat („representative elementary volume” – REV) méretében is. A REV definíció szerint (BEAR, 1972) megegyezik azzal a térfogattal, amely fölött a porozitás – adott bizonytalanság mellett – jellemzi a vizsgált kőzetet. A definíció értelmében a REPSIM programcsomag REPPOR alprogramja alkalmazásával lehetőség nyílik bármely, adott paraméterekkel jellemzett kőzettest esetén a reprezentatív elemi térfogat, s így az áramlási szimuláció során figyelembeveendő minimális cellaméret becslésére. Az alkalmazott módszert fiktív adatok alapján számított példák mutatjuk be.



III.22. ábra – A tulajdonságtest jellegzetes E - D , E - α , D - α metszetei. Alkalmazásukkal a vizsgált kőzettest összefüggő repedésrendszereinek relatív mérete becsülhető.

Minden paraméterhalmaz esetén > 1000 azonosan valószínű porozitás értéket generáltunk 1 m, 2 m, 5 m, 10 m, 20 m oldalhosszúságú kocka alakú cellakiosztás mellett. A porozitás értékek normális eloszlással jól közelíthető halmazát ennek megfelelően várható értékükkel (M) és szórásukkal (σ) jellemezzük. A vonatkozó $r - \Phi$ ábrákon r növekedésével a porozitások átlagának konvergenciája és a szórás monoton csökkenése figyelhető meg bármely input paraméter hármas esetén. Mivel ugyanakkor az átlag és a szórás értékei a paraméterek függvényében széles határok között változnak, a különböző esetek összehasonlítására célszerű a variációs tényezőt (relatív szórás, $\sigma_r = \sigma/M$) használni. Amíg σ_r értéke nagy, a várható érték nem ad információt az adott eloszlásról, tehát pl. a III.24. ábrán bemutatott esetben 5 méteres cellaméret alatt a számított porozitás értékek teljességgel semmitmondóak az adott kőzettest porozitás viszonyaival kapcsolatban.

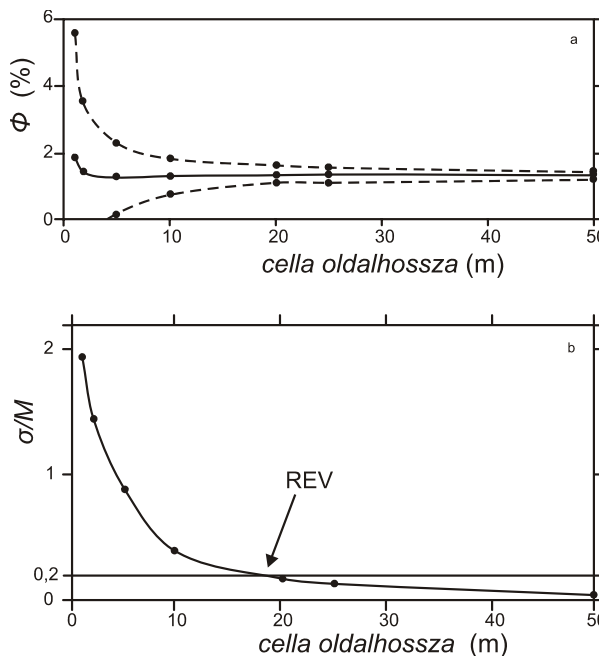


III.23. ábra – Az erdősmecskei gránitfal repedésrendszerének helyzete az E - D - α tulajdonságtest metszetein különböző felbontások mellett (x: teljes fal, +: közepes felbontású részlet, o: kézipéldány).

Mivel a fentiek miatt $\sigma_r(r)$ is monoton és nullához konvergáló függvény, a REV az alábbiakkal definiálható:

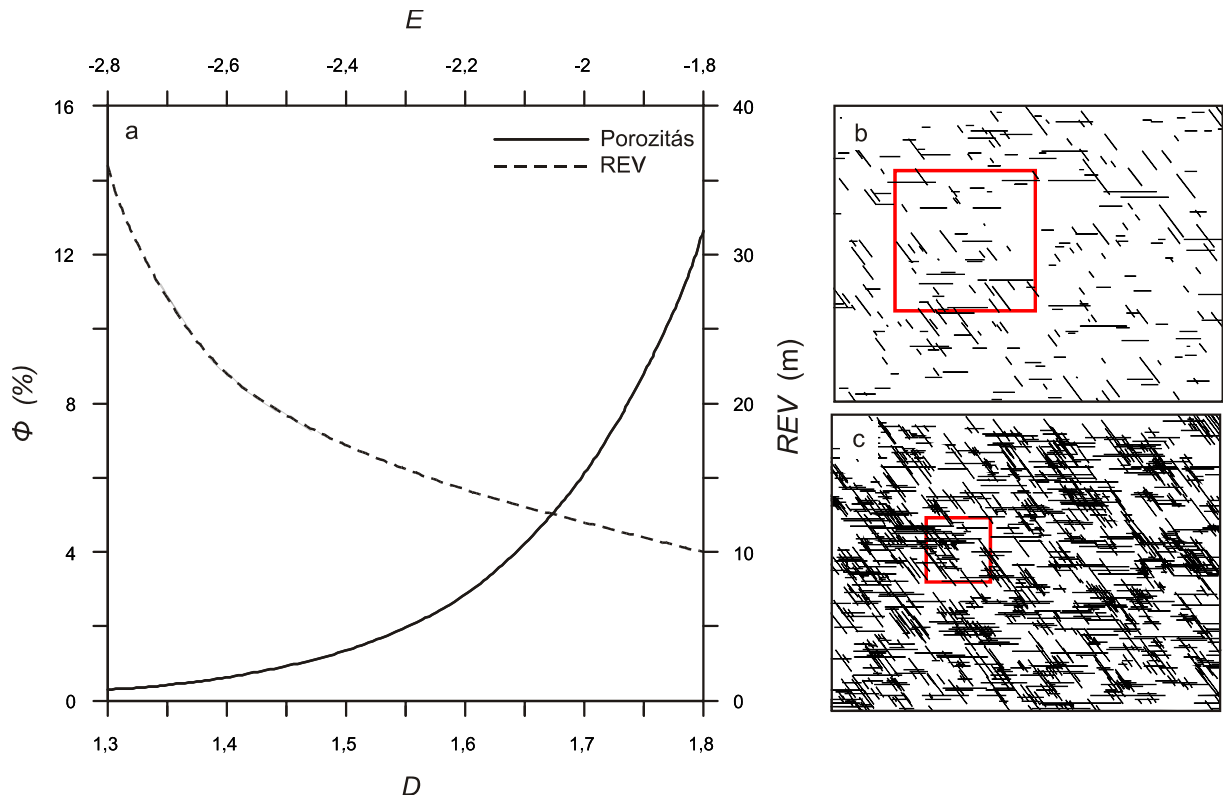
$$\forall \varepsilon > 0, \exists r_0, \text{ hogy ha } r > r_0, \text{ akkor } \sigma_r(r_0) < \varepsilon \quad (14)$$

esetén $REV = r_0$. Számításaink szerint célszerű választás $\varepsilon = 0.2$ (III.24. ábra).



III.24. ábra– a) Adott paraméterhalmazzal ($D=1.5$, $E=2.4$, $\alpha=60^\circ$) szimulált törésrendszerek számított porozitásának várható értéke és szórása a cellaméret függvényében. b) A porozitás várható értékének konvergenciája mellett a szórás csökken, így a REV a relatív szórás ($\sigma_r = \sigma/M$) alapján definiálható.

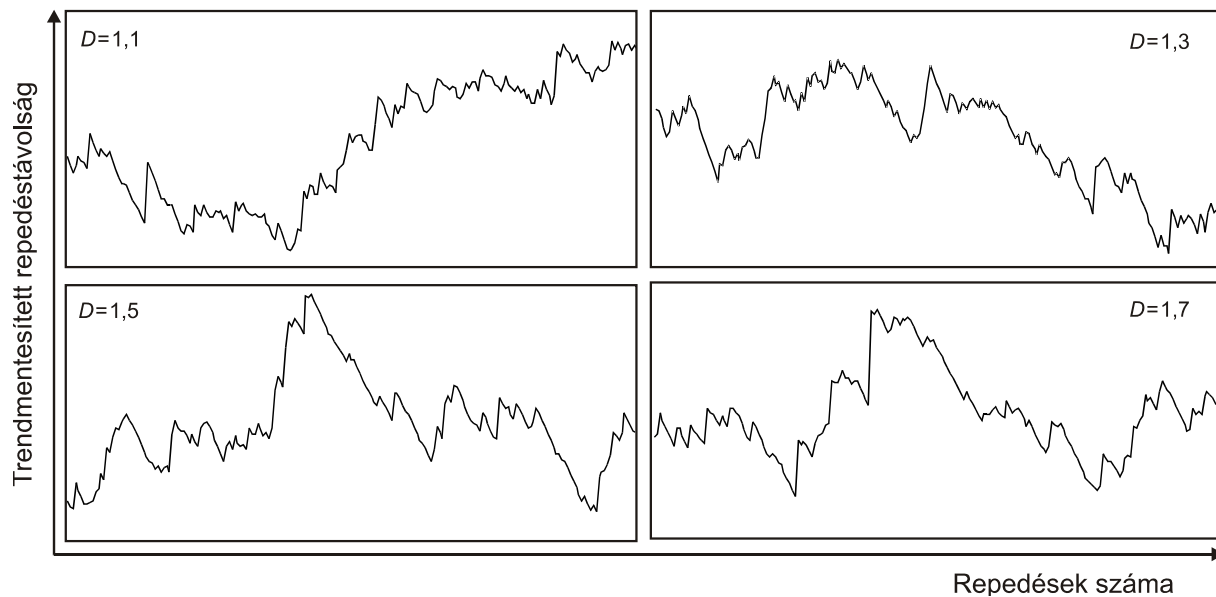
A REV mérete a kőzet repedezettségének, s így az alapparaméterek (E - D - α) értékhármának függvénye. A számítások azt – az intuitíven is igaznak vélt – állítást bizonyítják, miszerint a REV mérete a töréssűrűség növekedésével csökken. Míg pl. $D = 1.3$, $E = 2.8$ esetén a REV mérete > 35 m, addig $D = 1.8$, $E = 1.8$ esetén 10 méter körül alakul (III.25. ábra). Ezek az eredmények megerősítik azt az általánosan elfogadott (BEAR, 1972; WANG & TSAI., 2002; LAKE & SRINIVASAN, 2004) hipotézist, miszerint repedezett kőzetek esetén a REV mérete nagyságrendekkel meghaladja a porózus kőzetekre jellemző értéket, ami egyben a töréshálózat szimulációjának, valamint a porozitás és permeabilitás adatok származtatásának szükségességét is igazolja.



III.25. ábra – a) A D és E növekedésével nő a számított porozitás, míg a REV mérete csökken. b) $D=1.3$ esetén a REV mérete ~ 35 m, c) $D=1.6$ esetén a REV mérete ~ 15 m ($\alpha=60^\circ$).

III.9.2. A $H-D_3^c$ KALIBRÁCIÓ

A III.5.3.2. fejezetben láttuk, hogy mélyfúrési adatokból a repedések fraktál geometriai értelemben vett térbeli sűrűségét leíró H paraméter származtatható. Ahhoz, hogy ezt a jellemzőt repedéshálózat modellezésre használhassuk, a $H = f(D_3^c)$ kalibrációs függvény megismerésére van szükség. Ebből a célból a vizsgált fúrásban mért (BHTV) dőlés, csapás adatokkal, valamint $E = 1.41$ érték (v.ö. III.5.3.2.2. fejezet) mellett $D_3^c = 1.1, 1.3, 1.5, 1.7$ sűrűségekkel töréshálózatokat szimuláltunk a REPSIM kóddal. Minden szimulált hálózatot “virtuális mélyfúrásokkal” harántoltuk úgy, hogy legalább 1000 metszéspontot kapjunk (III.26. ábra). Minden “fúrás” esetében 100, 200, 300, 400 és 500 pont hosszú pontsorokra alkalmaztuk a III.5.3.2.1. fejezetben megismert R/S analízist. Így 5 független futtatás átlagaként számítottuk H értékeit. Számításaink eredménye azt mutatja, hogy a vizsgált pontsorok hosszának növekedésével a H átlagértéke konvergál, míg szórása gyorsan csökken.

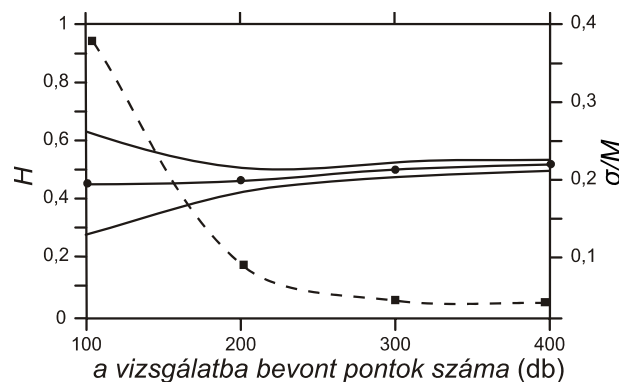


III.26. ábra – Jellegzetes, REPSIM szoftverrel szimulált, trendmentesített töréssűrűség szignálok. ($D^c = 1.1, 1.3, 1.5, 1.7$)

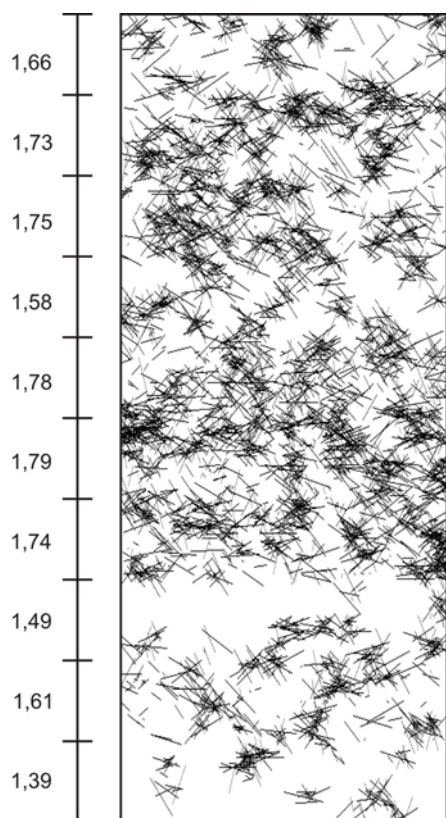
Legalább 400 pont alapján elvégzett R/S analízisek esetében a számított H érték relatív szórására $\sigma/M < 0.05$ adódott az összes vizsgált esetben ($D_3^c = 1.1, 1.3, 1.5, 1.7$, III.27. ábra). A 400 pont hosszú pontsorok alapján számított H értékek alapján végül $r = 0.99$ korrelációs együttható mellett a

$$D_3^c = 2.63 * H - 0.21 \quad (15)$$

lineáris összefüggés megfelelő pontossággal írja le a keresett $H = f(D_3^c)$ kapcsolatot. Ez alapján a vizsgált fúrásban D^c értéke 1.39 és 1.79 között változik. A kapott értékek összevethetők a 2D mérésekkel kapottakkal, ugyanakkor a térbeli eltérések nem összemosódva jelennek meg; a módszer a diszkrét 25 méteres szakaszokat jellemző paraméter értékek alapján lehetőséget nyújt repedéssűrűség fúrás menti szelvényezésre is.



III.27. ábra – A számított Hurst-féle kitevő várható értékének és szórásának változása az analízisbe bevont pontok számának függvényében. A szaggatott vonal a relatív szórás (σ/M) változását mutatja.



III.28. ábra – A kiválasztott üveghutai fúrás környéki (100x100 m) kútkörnyezeti törésmodell 2D metszete. A szimuláció minden 25 méteres mélység intervallumban a megfelelő paraméterekkel történt. (a skála az adott mélységben figyelembe vett D^c értéket mutatja)

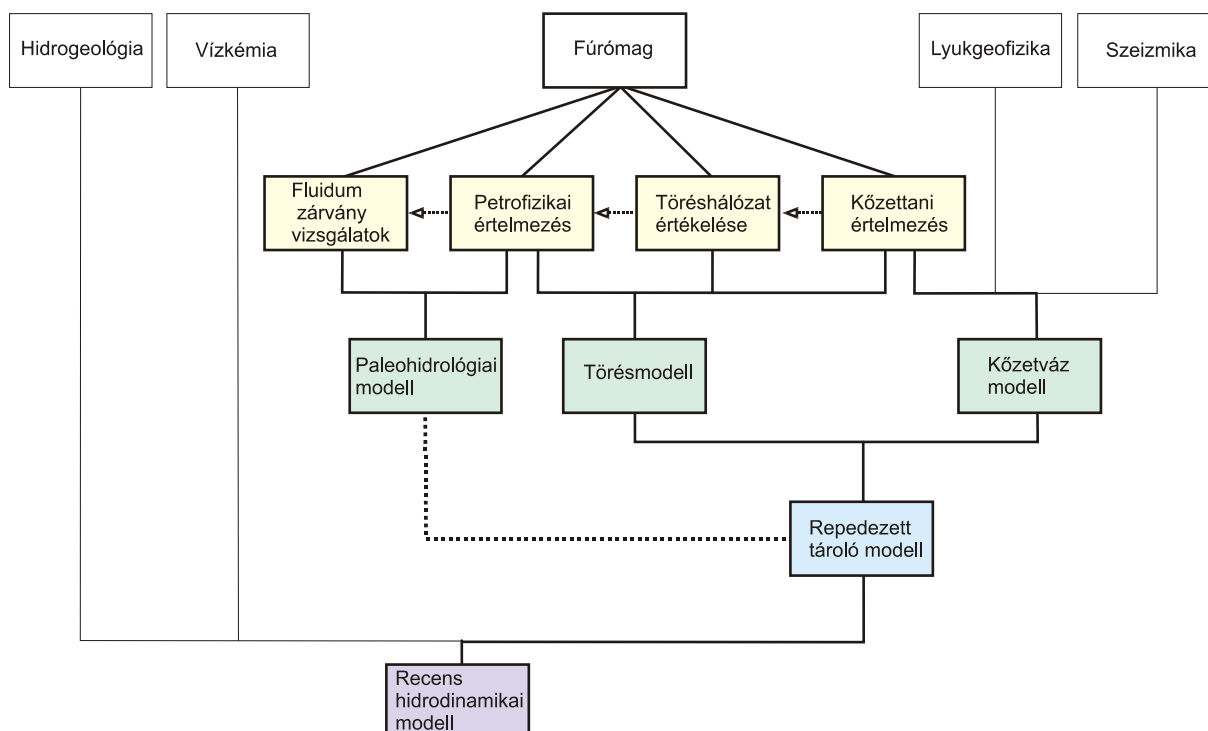
Így végül a fúrást jellemző dőlés/csapás értékek, a fúrás adatai alapján számított E és F paraméterek, valamint az adott mélységintervallumra érvényes törés sűrűség dimenzió alapján hiteles kútkörnyezeti törésmodell adható (III.28. ábra). A modell alapján a kútkörnyezetben a hidrodinamikai paraméterek (porozitás, permeabilitás), valamint a kommunikáló törésrendszerek helyzete mélység helyesen becsülhetők.

III.10. ALKALMAZOTT MÓDSZEREK – ÖSSZEFOGLALÁS

A megelőző fejezetekben összefoglaltunk mindazokat a módszereket, melyeket a továbbiakban a fűrőmagok vizsgálata során alkalmazni fogunk a repedezett tárolók földtani fejlődésének, térbeli felépítésének, hidrodinamikai viselkedésének megismerése érdekében. Mivel az egyes kutatási területeken a rendelkezésre álló kőzetanyag mennyisége rendszerint erősen korlátozott és nem bővíthető, alapvető feladat, hogy a vizsgálatokkal a megszerezhető információt maximalizáljuk. Ez a fent bemutatott, szerteágazó vizsgálatok elvégzése mellett egyúttal azt is jelenti, hogy az azok eredményeként előálló nagymennyiségű adatot és értelmezést koherens, az egyes kutatási területeket összekapcsoló modellekben kell integrálni. A repedezett metamorf rezervoárok komplex értelmezésére alkalmas elemzési rendszer mindezek alapján feltételezi a különböző vizsgálatok között az információ és adatkapcsolat megteremtését. A kőzetanyag részletes feldolgozása mellett, természetesen, további alapvető információforrást jelentenek a különböző geofizikai módszerek, a hidrogeológiai, kúthidraulikai és hidrogeokémiai eljárások. A továbbiakban ez utóbbiakkal részleteiben nem foglalkozunk, csak jelezzük potenciális szerepüket az elemzési sorban. A vizsgálati rendszer egyes elemeinek a jelen dolgozatban alkalmazott kapcsolatrendszerét, az adatáramlás irányát, az egyes szintek egymásra épülésének szerkezetét a *III.29. ábra* mutatja be.

A fűrőmagok részletes vizsgálatával – mint ezt a megelőző fejezetekben bemutattuk – alapvetően négy fő kérdéscsoporttal kapcsolatban kaphatunk válaszokat. (1) A petrográfiai, kőzetkémiai, termobarometriai, geokronológiai, mikroszerkezeti vizsgálatokkal lehetőség van a kőzetanyag P - T - t - d evolúciójának megismerésére. Ez alapján egyúttal lehetségessé válik az eltérő eredetet, fejlődéstörténetet mutató litológiai csoportok definiálása is. (2) Lényegében az előzőtől független feladat, bár részben a petrológiai feldolgozás eredményeit is felhasználja a töréses deformációelemek mikroszerkezeti és numerikus elemzése. Mint korábban megmutattuk (*III.9. fejezet*), a törések geometriai alapadatai képezik a hátterét, a fűrőmagot meghaladó léptékben, a repedéshálózat szimulációjának. (3) A kőzetanyag fluidum tároló és vezető kapacitását befolyásoló tulajdonságainak meghatározása, hidrodinamikai viselkedésének elemzése petrofizikai módszerek alkalmazásával történik. A repedezett kőzetek esetében a hagyományos mérési technikák azonban – a REV hatása miatt (*III.8. fejezet*) – rendszerint csak korlátozottan használhatók. Jelen dolgozatban a CT alatti fluidumáramlás elemzésével célunk kizárólag a működési mechanizmust produkáló törésgenerációk azonosítása; a hidrodinamikai alapparaméterek numerikus meghatározását modellezéssel végezzük. (4) A repedésrendszerben a földtörténeti múltban migráló fluidumok fizikai, kémiai tulajdonságait, a fluidum-kőzet kölcsönhatás folyamatok hatásait a

cementásványok vizsgálatával, mindenekelőtt a bezárt fluidumzárványok vizsgálatával rekonstruálhatjuk.



III.29. ábra – A repedezett tárolók értelmezése során végzett modellalkotási folyamatok hierarchikus rendszere. A fűrómagok feldolgozása során a vastag vonallal kiemelt kapcsolatok megoldása kiemelten fontos feladat.

A fűrómag elemzésével ily módon kapott alapadat rendszer kellő háttérrel biztosít a megfelelő, egymásra épülő modellek megalkotásához. A földtani fejlődéstörténet, valamint az egyes litológiai típusok és szerkezetek megfelelő szintű ismerete alapján lehetőség nyílik adott bizonytalanságú térmodellek megalkotására (*III.6. fejezet*). Míg az eltérő fejlődésű kőzettípusok relatív térbeli helyzetének ismerete kizárólag az ideális kőzetoszlop definiálását biztosítja, pontos mélységadatok, illetve megfelelő geofizikai információ integrálása 2D és 3D *kőzetváz modellek* szerkesztését is lehetővé teszi. A kőzetváz modell megalkotásának célja a fűrómagok és a geofizikai adatok alapján azonosított – az áramlás szempontjából meghatározó – litológiai egységek térbeli kiterjesztése 3D-ben, másrészt az azonosítható tektonikai elemek leképezése a célterületen.

A törésrendszer geometriáját, petrofizikai tulajdonságait foglalja össze a *törésmodell*. Ennek a mikroszerkezeti és petrofizikai adatok mellett fontos bemenő információi a kőzettani vizsgálatok eredményei is, de a modellezés folyamata független a 2D, 3D kőzetváz modell felépítésétől. A modellezés e lépésének célja az egyes litológiai típusok, törésgenerációk repedéshálózatának geometriai és hidrodinamikai jellemzése a valós földrajzi térben való helyzetüktől függetlenül.

A repedezett tárolókban zajló recens áramlási viszonyok jelentős részben a múltbeli hidrogeológiai folyamatok folytatásaként értelmezhetők, ezért megértésük szempontjából kulcsfontosságú a paleohidroológiai evolúció rekonstruálása. Különösen igaz ez a lassú szivárgási sebességgel jellemzett repedezett tárolók esetében, ahol a kúthidraulikai mérések időtartományán belül a hidraulikai egyensúly kialakulása rendszerint nem biztosítható. A *paleohidroológiai modell* foglalja össze a paleofluidumok és a kőzetváz kölcsönhatásának törvényszerűségeit, a víz-kőzet rendszer fizikai és kémiai állapotának változásait a földtörténeti múltban. Ezzel párhuzamosan kijelöli és jellemzi a szerkezetfejlődési és cementációs folyamatok eredményeként jelenleg is működési mechanizmust produkáló töréseket. A paleohidroológiai modell – hasonlóan a törésmodellhez – független a valós földrajzi tértől, így a kőzetváz modelltől.

A három első szintű modell egymásra építése eredményezi a fűrőmagok elemzése során nyerhető földtani információ integrálásának maximális szintjét, mely a térbeli kőzetváz modellen értelmezett numerikus repedés paraméterek alapján készül. Eredményei az adott térrészre vonatkozó 3D töréshálózat, valamint a kőzetváz fölött értelmezett petrofizikai tulajdonságok (repedezett porozitás, belső peremabilitás tenzor) térbeli modelljei. Megalkotásának célja a fűrőmag mérettartományban megjelenő, illetve a fúrások által harántolt tektonikai elemek parametrizálása és felskálázása alapján a tároló kommunikáló törésrendszereinek kijelölése, a törésrendszerek hidraulikai paramétereinek becslése, majd kiterjesztése a tároló jellemző mérettartományára. Így biztosítható azt a petrofizikai tartalom, mely a kőzettani és tektonikai információk kiterjesztése során keletkezett kőzetváz modellel történő egyesítés során a *repedezett tároló modellt* eredményezi. Ez, a felépítés logikája alapján a töréshálózat modellek (*III.9.1.1. fejezet*) körében a hibrid modellek közé sorolható. Ennek megfelelően eredménye az áramlási modellezés során a REV méretű cellakiosztáshoz tartozó hidrodinamikai alapparaméterek alkalmazásán keresztül a legtöbb véges differenciás és véges elemes áramlási szimulációs környezettel egyesíthető. Így végül – a megfelelő hidrogeológiai, kúthidraulikai, esetleg hidrogeokémiai adatbázis integrálásával – a fűrőmag elemzésével kapott információ beépíthető a *recens hidrodinamikai modellbe*.

IV. EREDMÉNYEK

IV.1. METAMORF HÁTAK A BÉKÉSI-MEDENCE ÉSZAKI PEREMÉN

IV.1.1. KÖZETTAN

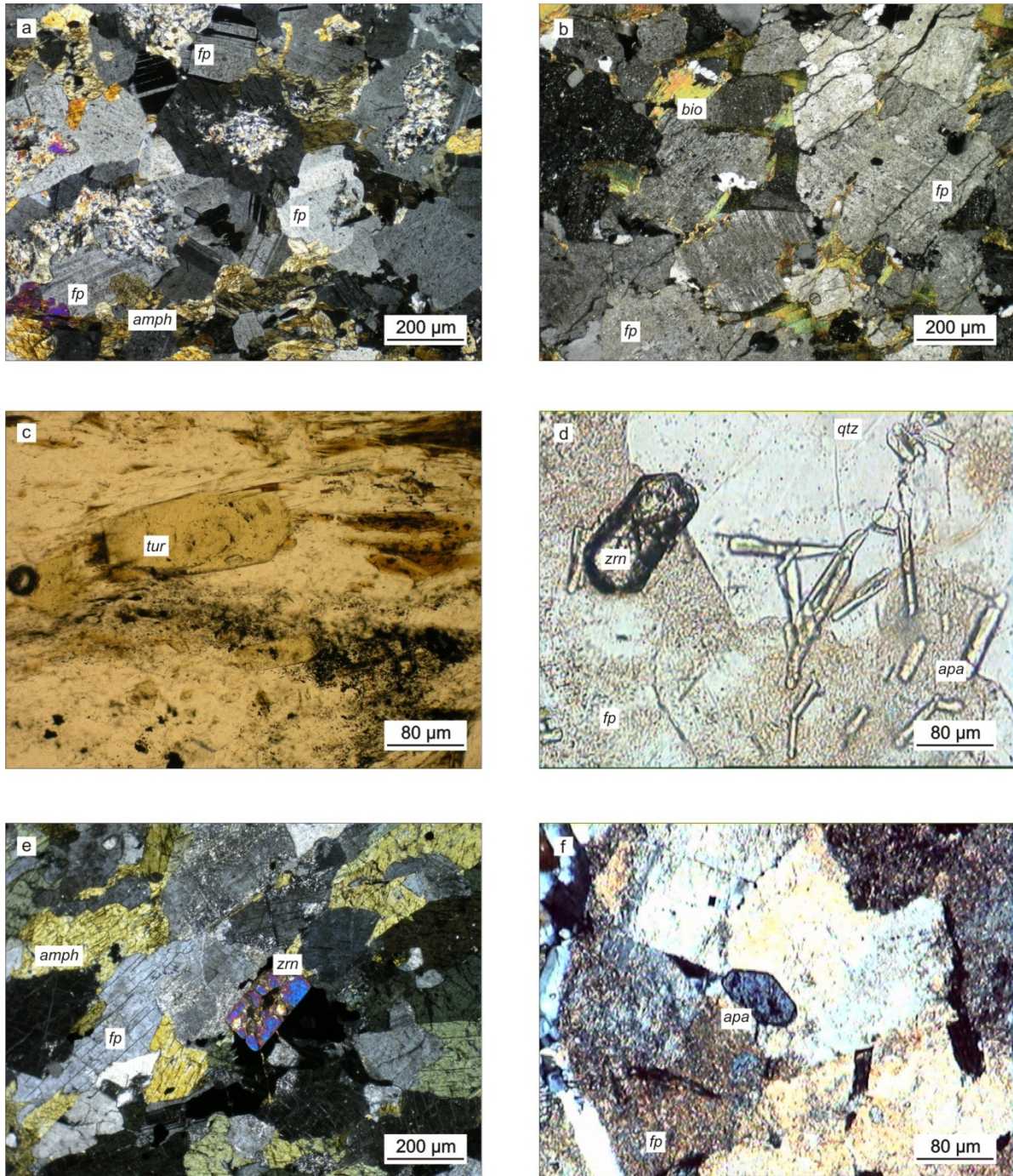
A részletes közettani vizsgálatok a Szeghalom, Szeghalom-É, Szeghalom-Ny, Körösladány, Köröstarcsa, Mezősas, Mezősas-Ny, Furta szénhidrogén kutatási területek teljes mélyfúrási anyagára kiterjedtek. Ezek mellett számos egyedi fúrómagot elemeztünk a Biharnagybajom, Szarvas, Déva, Endrőd, Földes, Gyoma, Füzesgyarmat kutatási területekről is.

A korábbi eredményeket megerősítve a teljes vizsgált területet hasonló közettípusok, elsősorban gneiszek és amfibolitok építik fel. Ezek részletes petrográfiai tulajdonságai ugyanakkor számos ponton eltérnek a korábban publikáltaktól.

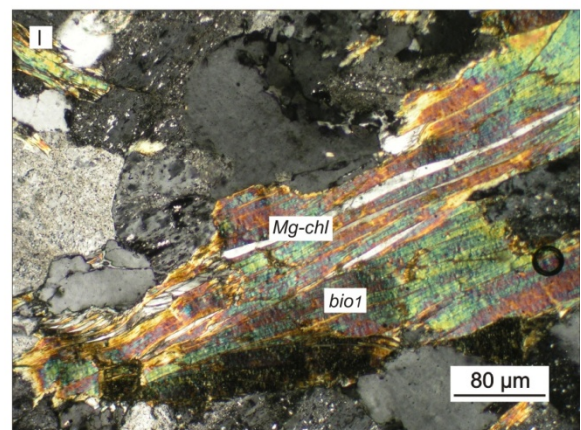
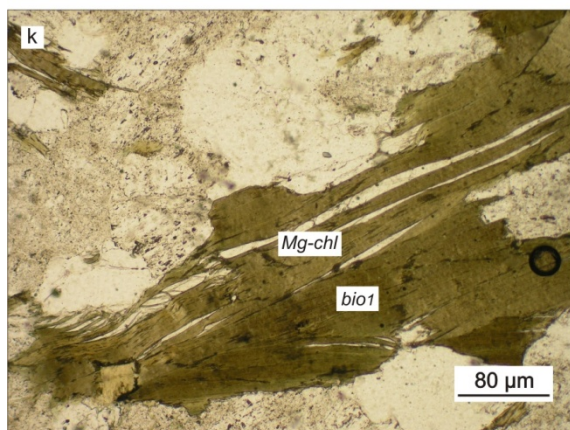
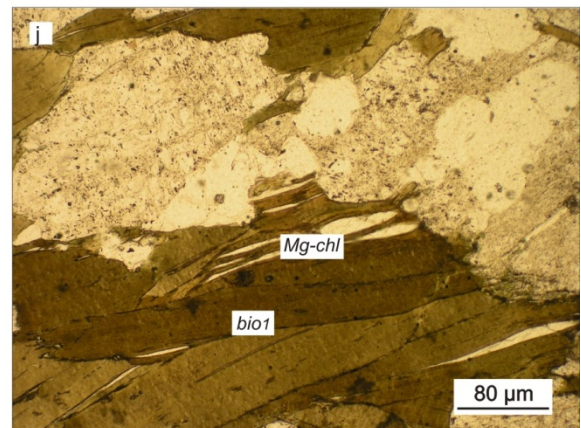
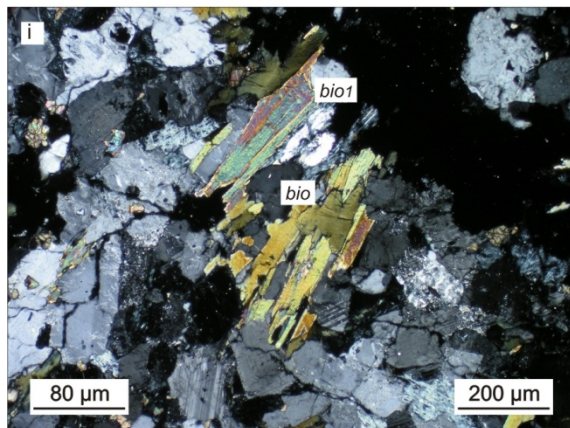
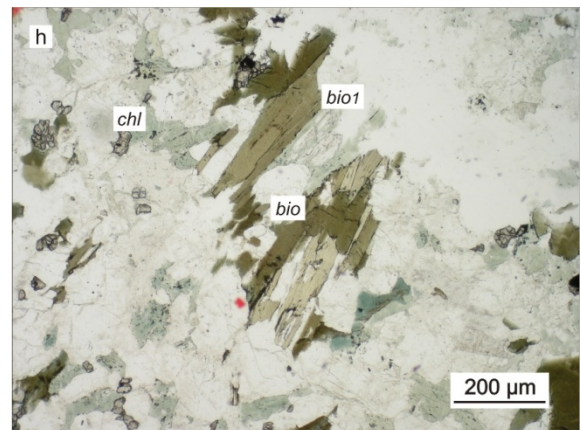
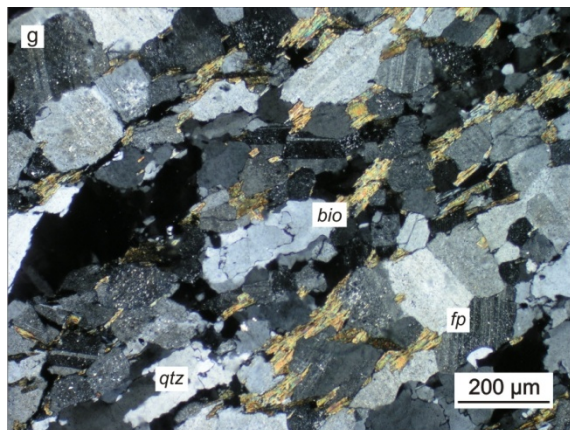
IV.1.1.1. ORTOGNEISZ

Az ortogneisz a Békési-medence északi peremét alkotó kristályos aljzat felépítésében az egyik leggyakoribb közettípus az összes vizsgált kutatási területen. Kőzetalkotó ásványai között a kétféle földpát mellett uralkodik a kvarc és a biotit, néhány mintában előfordul a muszkovit is. Fontos járulékos ásványai a cirkon, az apatit, a turmalin és az allanit. Intruzív magmás eredetűre számos szöveti bélyeg utal, melyek alapján a többi gneisz típustól egyértelműen megkülönböztethető.

A rendszerint granoblasztos szövetű kőzetekben igen gyakoriak a poligonális szövetű kvarc – K-földpát, ritkábban a plagioklász földpát halmazok (IV.1.a., b. ábra). A szemcsék közel egyenes szemcsehatára, a 120° körüli szemcseilleszkedés egyensúlyi, mélységi magmás szövetre utal. Mások mellett VERNON & COLLINS (1988) az ortogneiszek legfontosabb megkülönböztető jegyének a poligonális szemcsehalmazok megjelenését tartják. A kőzet akcesszórius ásványai, elsősorban a cirkon és az apatit rendszerint sajátalakú szemcséket alkotnak (IV.1.c., d., e., f. ábra), ami valószínűtlenné teszi a szemcsék szállítás általi koptatását, s így a protolit üledékes eredetét. Monacitot a részletes műszeres vizsgálatok sem mutattak ki. A cirkon gyakran jelentős mennyiségű apatit és kvarc zárványt tartalmaz.



IV.1. ábra – Az ortogneisz szöveti jellemzői. *a)* poligonális kvarc-földpát szemcsehalmazok (Szh-15, +N); *b)* u.a. (Sas-Ny-5, +N); *c)* saját alakú turmalin szemcse ortogneiszben (Föl-7, 1N); *d)* saját alakú cirkon szemcse ortogneiszben (Fu-3, 1N); *e)* saját alakú cirkon szemcse ortogneiszben (Déva-8, +N); *f)* saját alakú apatit szemcse ortogneiszben (Sas-Ny-7, +N);



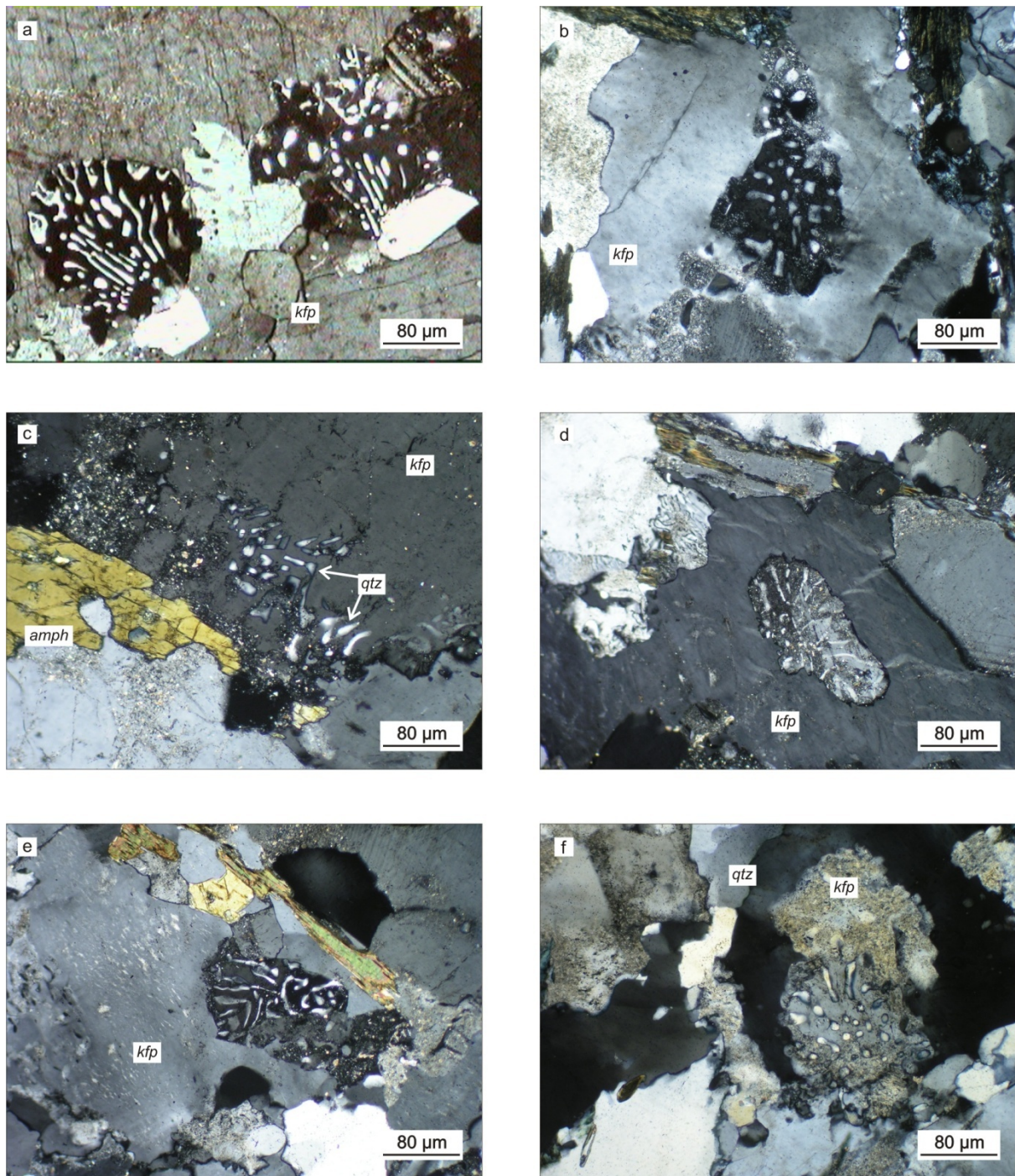
IV.1. ábra folytatás – g) biotit által definiált S1 palássági irány (Fu-7, +N); h) deformált, relik biotit szemcséken átnövő S1 biotit (Fu-7, 1N); i) u.a. (+N); j) S1 Mg-klorit és biotit összenövése (Fu-3, +N); k) u.a. (Fu-3, 1N); l) u.a. (+N)

A K-földpátok sokszor pertites szerkezetűek, gyakran tartalmaznak mirmekites földpát zárványokat (IV.2.a-f. ábra). A mirmekit reliktnak a helyzetét mutatja, hogy a gazdaásvány apofízái rendszerint mélyen benyomulnak a mirmekites szemcsékbe, aminek eredményeként a zárvány azonos optikai orientációjú szemcsék halmazára esik szét (IV.2.b. ábra). Esetenként az átkristályosodás olyan mértékű, hogy csak kvarc zárvány csoportok emlékeztetnek az egykori mirmekit jelenlétére (IV.2.c. ábra). Bár mirmekites földpát képződésének számos modellje ismert (összefoglalva ZACHAR & M. TÓTH, 2001), általánosan gránitban és gránit gneiszben fordul elő (pl. SHELLEY, 1993).

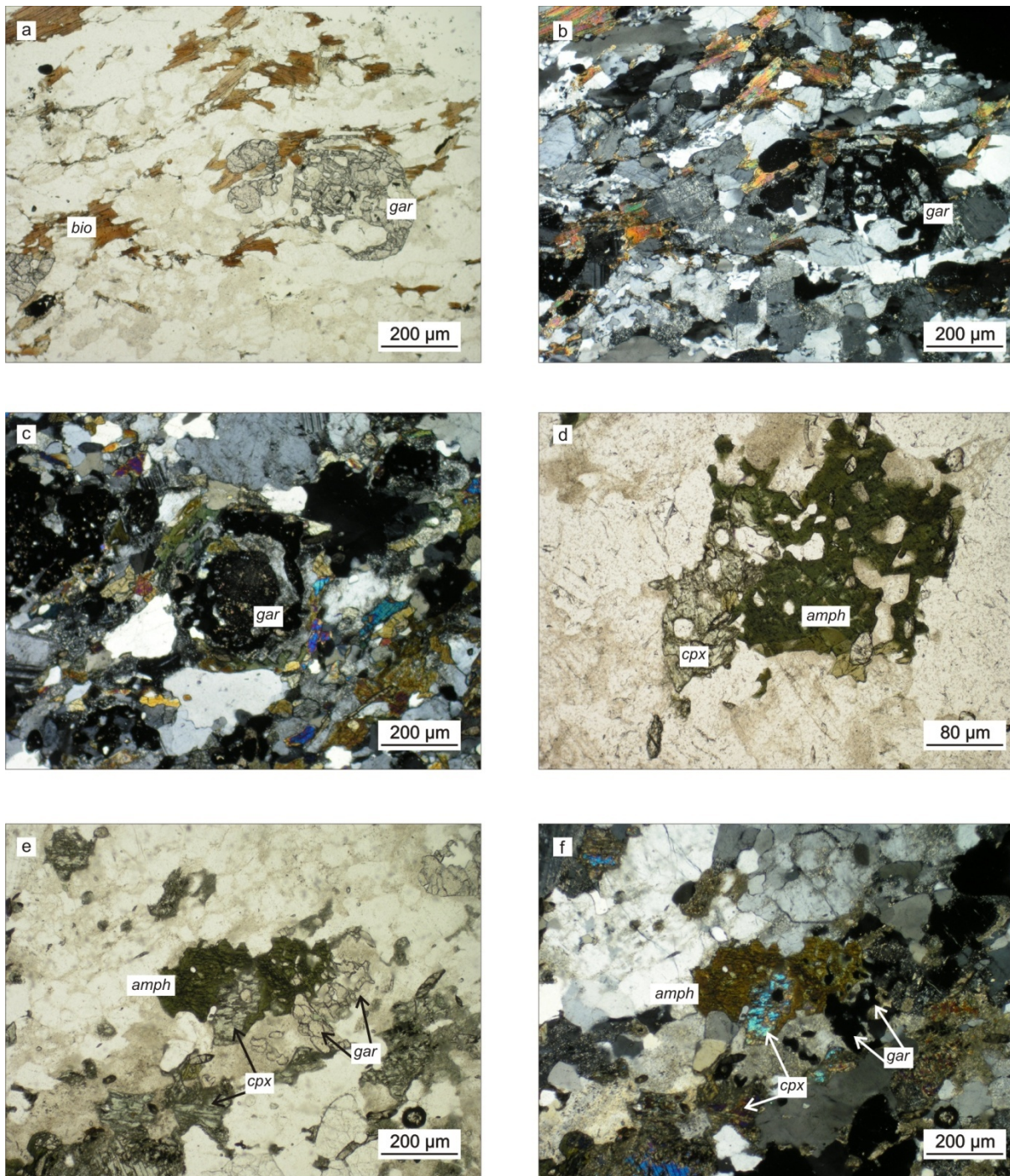
A mikroklinok mirmekit zárványai mellett az ortogneisz nagyszámú további, a feltételezhető granitoid anyagú protolittal nehezen összeegyeztethető reliktnak ásványszemcsét tartalmaz. Igen gyakori a nagyméretű, rezorbeált szegélyű, gyakran rutil zárványos, részben klorittal és karbonát ásványokkal helyettesített, helyenként jellegzetes atoll szerkezetű gránát megjelenése (IV.3.a., b., c. ábra). Általános a klinopiroxén, mely rendszerint amfibollal összenövésben jelentkezik, szemcséit esetenként zöld amfibol szegélyezi (IV.3.d., e., f. ábra). Előfordul gránát és piroxén szemcsék együttes, szórt megjelenése az ortogneisz szövetében (IV.3. g., h. ábra). Rendkívül gyakori az amfibol, ami minden esetben elszeparált, rezorbeált szemcsék, gyakran optikailag folytonos szemcsehalmozatok formájában jelenik meg (IV.3.i., j., k., l. ábra). A gneiszben ezek mellett előfordulnak a kőzet jellemző szemcseméretét nagyságrendekkel meghaladó méretű rezorbeált, nagyszámú rutil, amfibol, kvarc, gránát és ilmenit zárványt tartalmazó plagioklász szemcsék is (IV.4.a-f. ábra). A zárványsorok a földpát szemcsékben irányítottan helyezkednek el, de a különböző szemcsék zárványsorai sem egymással, sem a gneisz irányítottságával nem párhuzamosak.

Mindezek a reliktnak szemcsék és szöveti elemek a gneisz összetételétől markánsan különböző kémiai összetételű doméneket definiálnak, ami arra utal, hogy nem tekinthetők a kőzet megelőző metamorf fejlődését megőrzött tartományoknak. Ez, és a későbbiekben részletesen tárgyalandó további indokok alapján a gneiszben megjelenő idegen szemcséket az egykori granitoid kőzet xenokristályainak tekinthetjük.

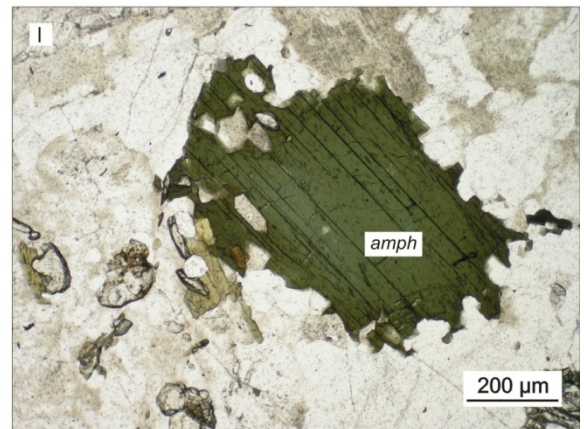
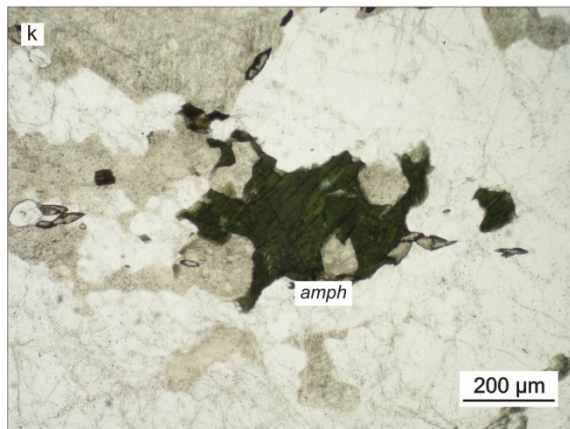
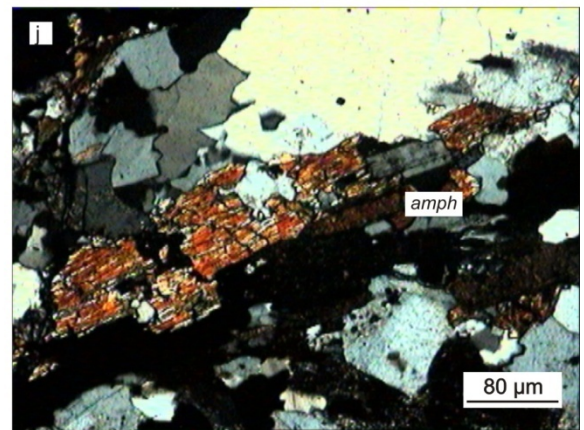
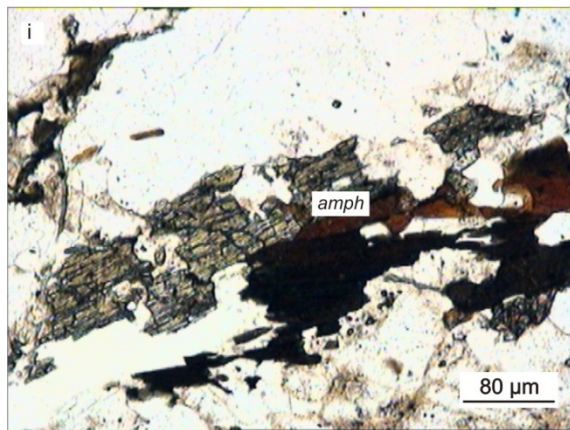
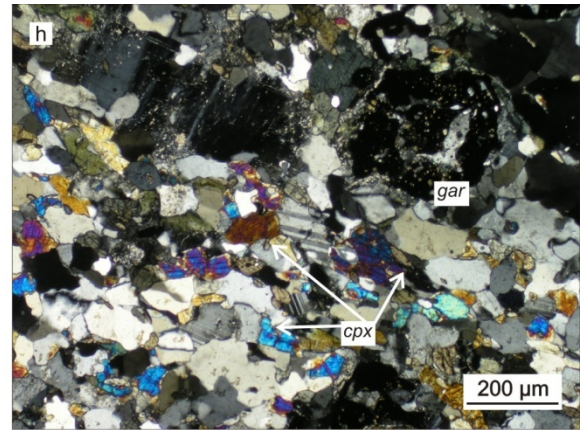
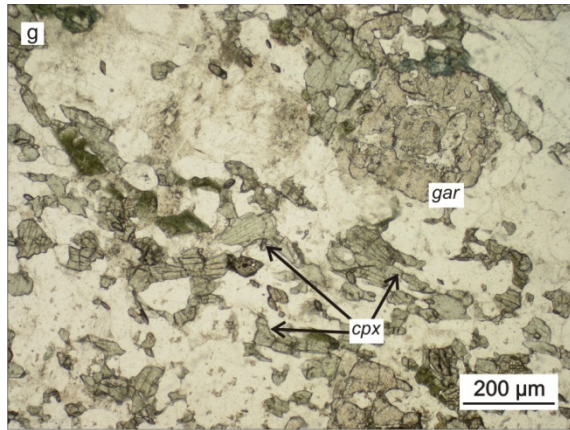
A vizsgált ortogneisz így egyértelműen metamorf eredetűnek ítéltető reliktnak ásvány szemcsét, megőrződött szöveti domént nem tartalmaz. A kőzetben csak egy foliációs irány ismerhető fel (IV.1.g., h., i. ábra), így monometamorf képződmény; a D1 esemény a nagyon primitív ásványparagenezis alapján közepes fokú metamorfózis lehetett. A felső hőmérsékleti határt a fehér, rendszerint a biotittal párhuzamos összenövésben jelentkező Mg-klorit jelenléte definiálja (IV.1.j., k., l. ábra), másrészt jellemző, hogy szillimanit még a muszkovitban gazdag mintákban sem keletkezett. Az amfibol xenokristályokat tartalmazó mintákban a T_{max} paragenézist $amph + pl + bio + chl + epi + tit$ jellemzi. A palásságot a biotit mellett megnyúlt, plasztikusan deformált kvarc szalagok, hossz tengely szerint rendezett földpát szemcsék, esetenként muszkovit dús sávok definiálják.



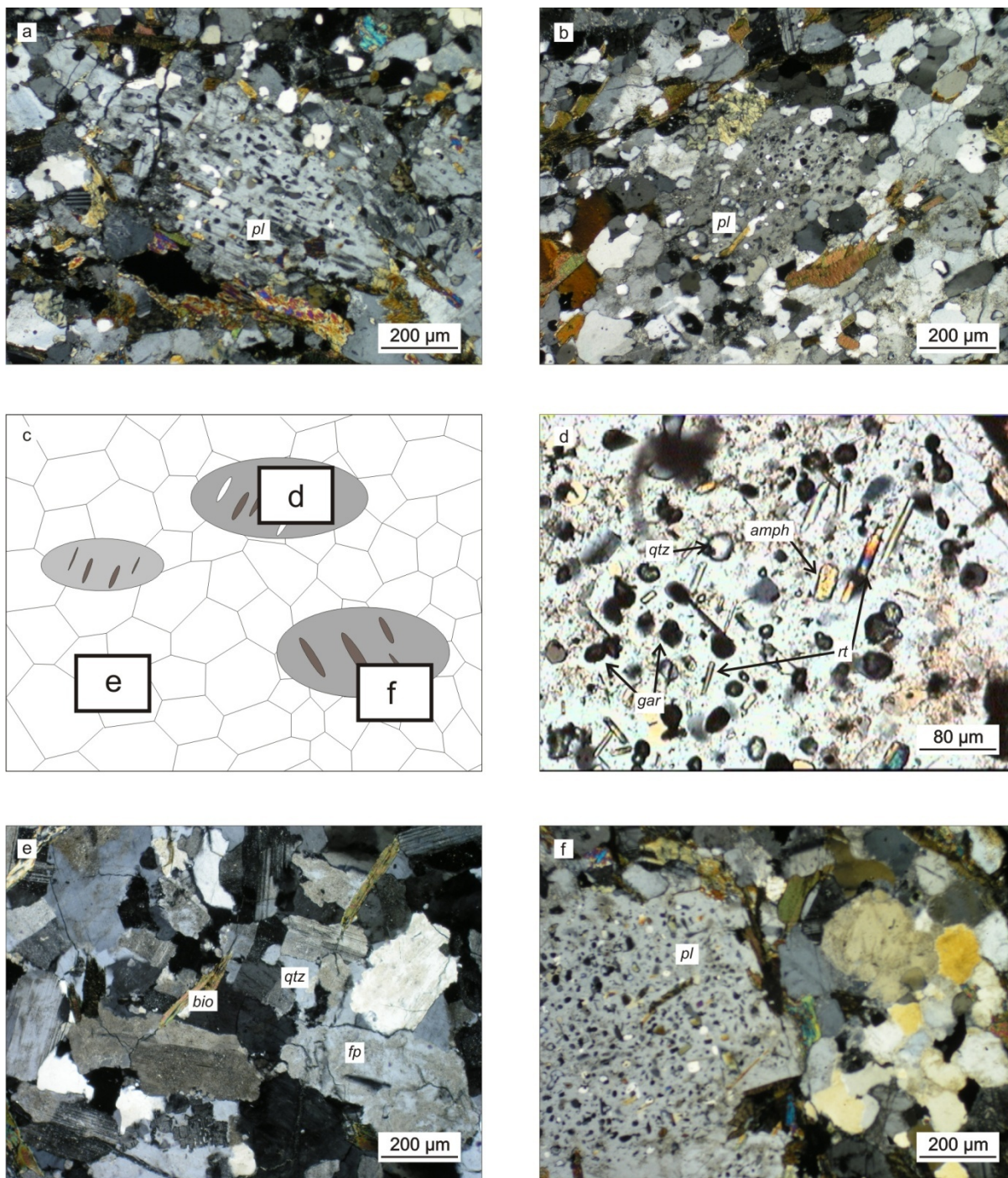
IV.2. ábra – Mirmekit szerkezetek az ortogneiszben. a) mirmekites földpát zárványok alkáli földpátban (Fu-11, +N); b) u.a. (Sas-Ny-5, +N); c) kvarc zárvány csoportok utalnak a korábbi mirmekit jelenlétére (“ghost myrmekite”, Szh-15, +N); d) mirmekit zárvány pertites K-földpátban (Szh-15, +N); e) u.a. (Szh-15, +N); f) mirmekites földpát zárvány (Sas-Ny-5, +N)



IV.3. ábra – Xenokristályok az ortogneiszben. a) rezorbeált gránát ortogneiszben (Sas-Ny-9, 1N); b) u.a. (+N); c) atoll gránát xenokristály ortogneiszben (Fu-12, +N); d) cpx+amph xenokristály (1N, Fu-4); e) cpx+amph+gar xenokristály halmaz ortogneiszben (Fu-12, 1N); f) u.a. (+N);



IV.3. ábra folytatás – g) cpx+gar xenokristályok (Fu-12, 1N); h) u.a. (+N); i) amfibol xenokristályok optikailag folytonos szemcsehalmaza (Fu-11, 1N); j) u.a. (+N); k) rezorbeált amfibol xenokristály (Fu-11, 1N); l) rezorbeált amfibol xenokristály ortogneiszen (Fu-4, 1N)



IV.4. ábra – Plagioklász xenokristályok az ortogneiszben. a) plagioklász xenokristály (Fu-10, +N); b) u.a. (Fu-3, +N); c) plagioklász xenokristályok szöveti helyzete az ortogneiszben; d) a plagioklász xenokristály zárványai (Fu-11, +N); e) a befoglaló ortogneisz (Fu-11, +N); f) a plagioklász xenokristály és az ortogneisz mátrix határa (Fu-11, +N)

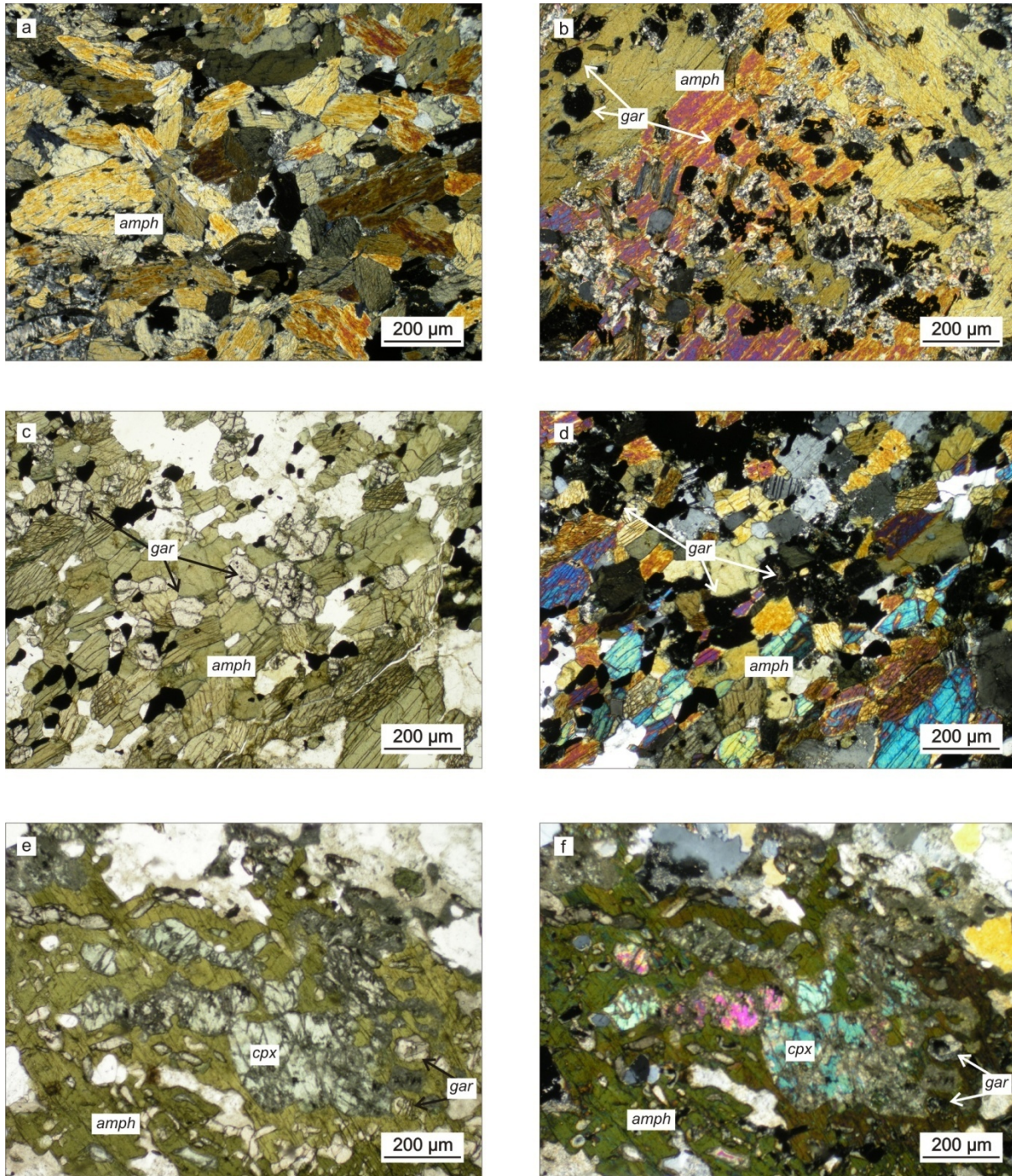
IV.1.1.2. XENOLITOK

Az ortogneisz a fent bemutatott xenokristályok mellett különböző, elsősorban bázikus és ultrabázikus összetételű xenolitot is tartalmaz, közetzárványként. Mindezek között a leggyakoribb a gránátos amfibolit, mely önmagában is több altípusra osztható. Az általánosan előforduló amfibolit túlnyomórészt amfibolból áll, benne a plagioklász részaránya elhanyagolható. A szoros illeszkedésű, nagyméretű amfibolok (*IV.5.a. ábra*) esetenként gránát szemcséket zárnak körbe, illetve tartalmazznak zárványként (*IV.5.b., c., d. ábra*). A gránát mellett, esetenként azzal együtt megjelenve az amfibol rendszeresen tartalmaz klinopiroxén zárványokat is (*IV.5.e., f. ábra*). Az amfibol szemcsék és a piroxén zárványok orientációja egymástól eltér utalva arra, hogy az amfibol metamorf reakció során – és nem pl. késői magmás továbbnövekedés során – nőtt. Mind az amfibolban, mind a gránátban gyakori zárvány a rutil. A plagioklászban gazdag amfibolit zárványok nagyméretű földpát szemcséi rendszerint kvarc, rutil és gránát zárványsorokat tartalmazznak. A gránátos amfibolit xenolitok esetében az $amph + pl \pm cpx \pm gar \pm rt$ paragenezis rekonstruálható.

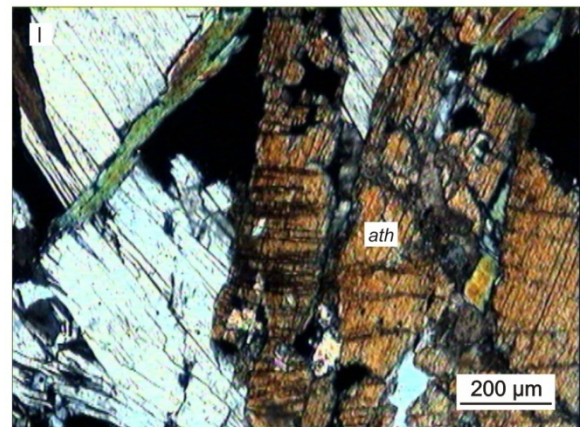
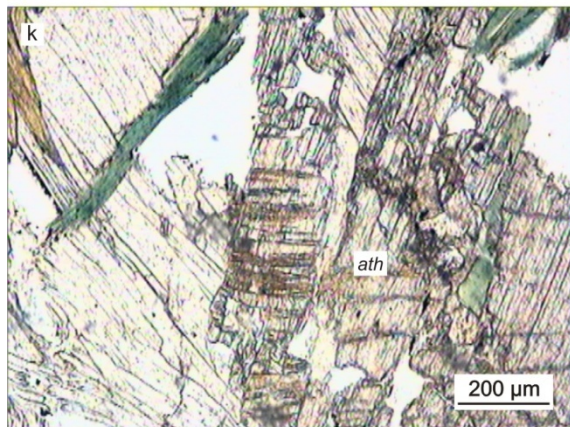
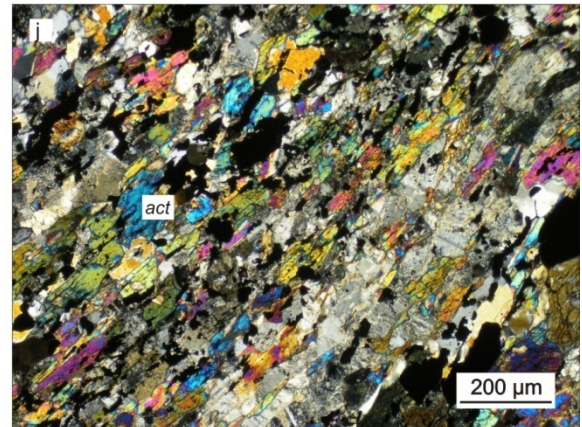
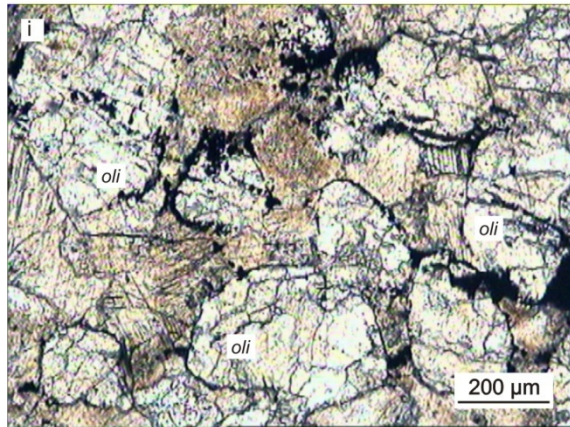
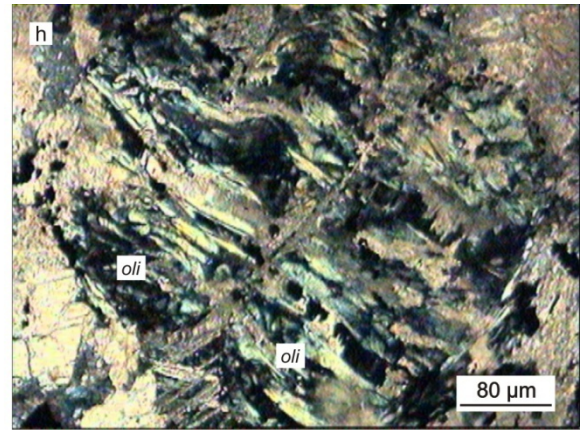
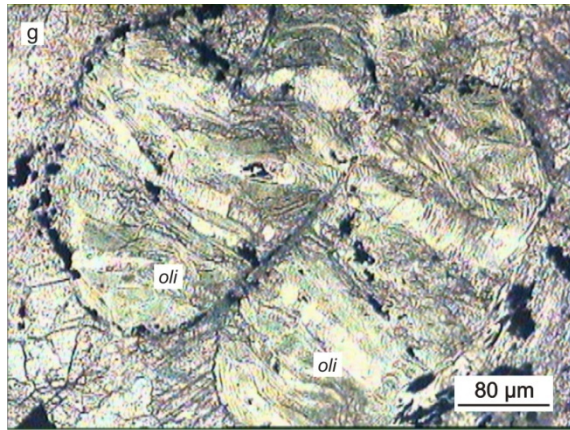
Néhány intenzíven karbonátosodott xenolitban átalakult olivin pszeudomorfózák halmaza (*IV.5.g., h., i. ábra*), illetve olivin utáni, szerpentin és magnetit által definiált jellegzetes mesh szerkezet is megőrződött (*IV.5.i. ábra*). Mindezek mellett néhány aktinolit pala (*IV.5.j. ábra*), antofillit pala (*IV.5.k., l. ábra*), szerpentin, felzikus granulit (Szh-15), eklogit (Szh-2, Köl-5, Szarvas-16) anyagú közetzárványt is felszínre hoztak a fúrások.

Bár a szakaszos magvétel és a zárványok viszonylag nagy mérete miatt az ortogneisz és a bázikus, ultrabázikus közetlencsék térbeli viszonya nehezen tanulmányozható, néhány minta esetén folyamatos átmenet mutatható ki a zárványok és a befoglaló ortogneisz között (*IV.6.a., b. ábra*). A határ nem tektonikus, az érintkezés zónájától távolodva a nagyméretű amfibol, piroxén, gránát, zárványos földpát szemcsék mennyisége lecsökken, szemcsehatáruk zezzugossá válik, a szemcse fragmentumok közötti teret poligonális földpát-kvarc mátrix tölti ki (*IV.3.g. h., IV.6.c., d. ábra*). A gránát zárványos plagioklász porfiroblasztok mellett dominánssá válik a zárványmentes földpátok poligonális szövete, megjelenik a biotit. Ennek alapján a gránátos amfibolit számos litológiai variánsa az ortogneisz protolitját jelentő egykori granitoid intrúzió által szelektíven beolvasztott xenolitokként értelmezhető. Gyakran azonos fúrásban több, markánsan eltérő petrográfiai jellegű xenolit is előfordul az ortogneisz mellett (pl. Szh-15, Fu-3, -8, -11; *IV.7. ábra*).

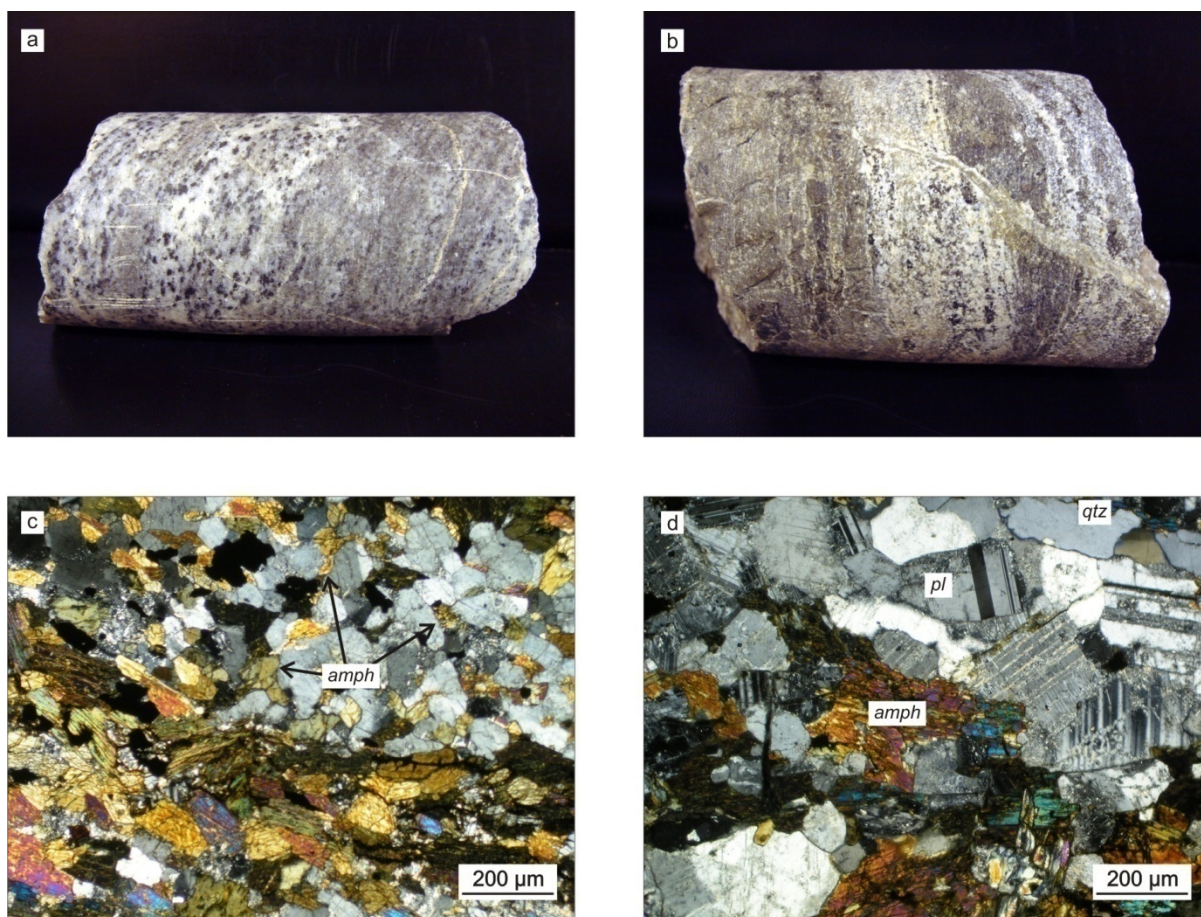
Az alábbiakban bemutatunk néhány jellegzetes, részletesen vizsgált xenolit típust, melyek esetében a historikus csiszolatokon túl magminta is hozzáférhető volt.



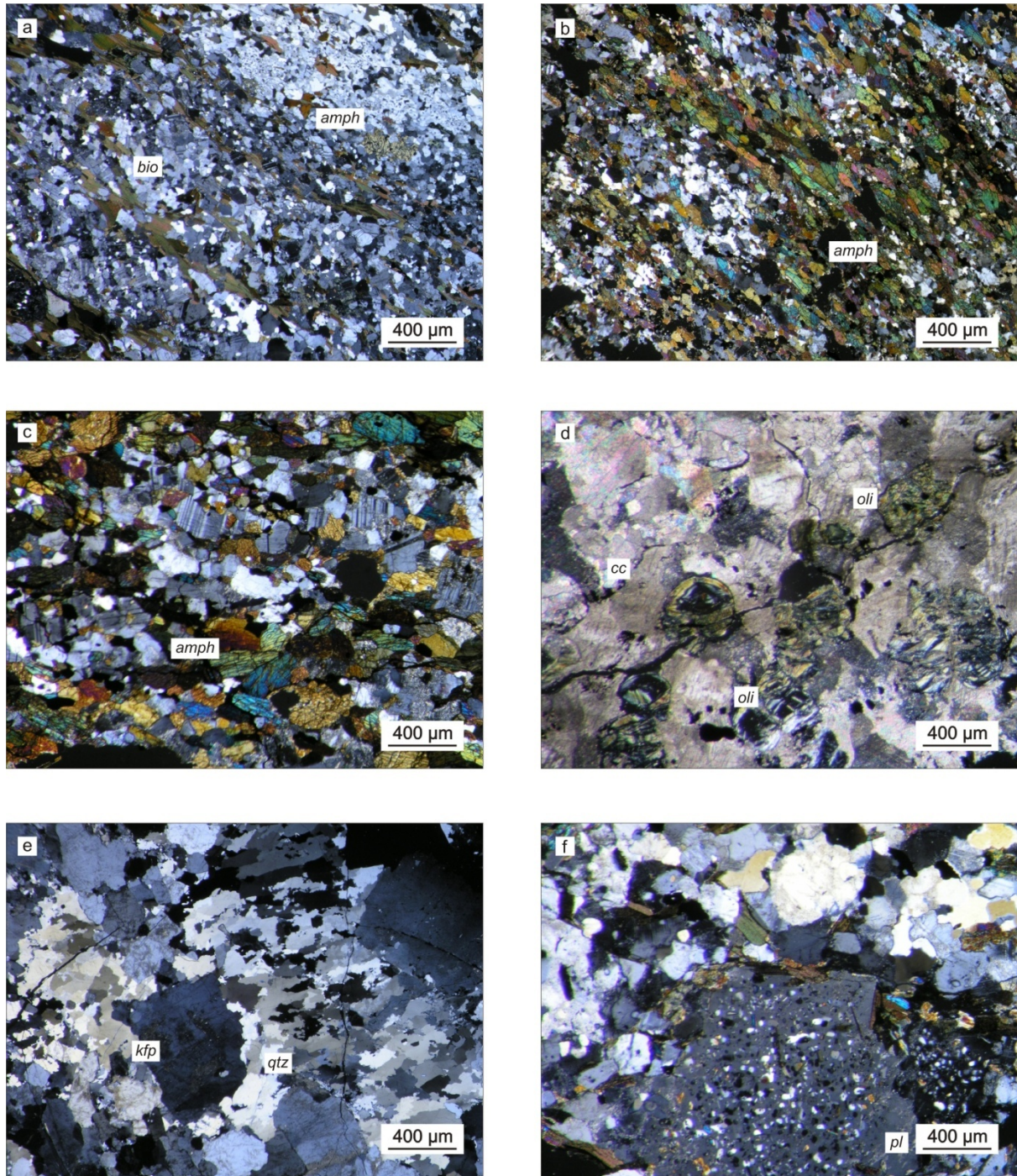
IV.5. ábra – Az ortogneiszben található bázikus és ultrabázikus xenolitok szöveti jellemzői. a) amphibolit xenolit szoros illeszkedésű amfibolokkal (Fu-10, N); b) gránátos amphibolit (Fu-10, +N); c) gránátos amphibolit (Fu-11, 1N); d) u.a. (+N); e) amphibolit cpx+gar zárványos amfibollal (Fu-12, 1N); f) u.a. (+N);



VI.5. ábra folytatás – g) olivin pszeudomorfózák (Fu-11, 1N); h) u.a. (+N); i) olivin pszeudomorfózák által alkotott mesh szerkezet karbonátosodott mátrixban (Fu-11, 1N); j) aktinolit pala (Fu-10, +N); k) antofillit pala (Fu-10, 1N); l) u.a. (+N)



IV.6. ábra – Szöveti kapcsolat az ortogneisz és a xenolit között. a) a xenolit határa nem éles, az ortogneiszben mafikus szemcsék úsznak (Fu-12); b) u.a. (Fu-8); c) az amfibolit xenolit és az ortogneisz határát a poligonális qtz-fp mátrix elszeparált amfibol szemcséi definiálják (Fu-11, +N); d) u.a. (Fu-11, +N)



IV.7. ábra – Az ortogneisz és a xenolitok jellegzetes szöveti típusai a Fu-11. sz. fúrás alapján. a) ortogneisz irányított biotit lemezekkel, rezorbeált amfibol xenokristállyal (+N, 2308 m); b) amfibolit xenolit (+N, 2316 m); c) amfibolit xenolit és ortogneisz határa (+N, 2316.5 m); d) olivin utáni pszeudomorfózák karbonátos mátrixban (+N, 2317 m); e) nyírt gránit aplit (+N, 2326 m); f) nagyméretű plagioklász xenokristály ortogneiszben (+N, 2327 m)

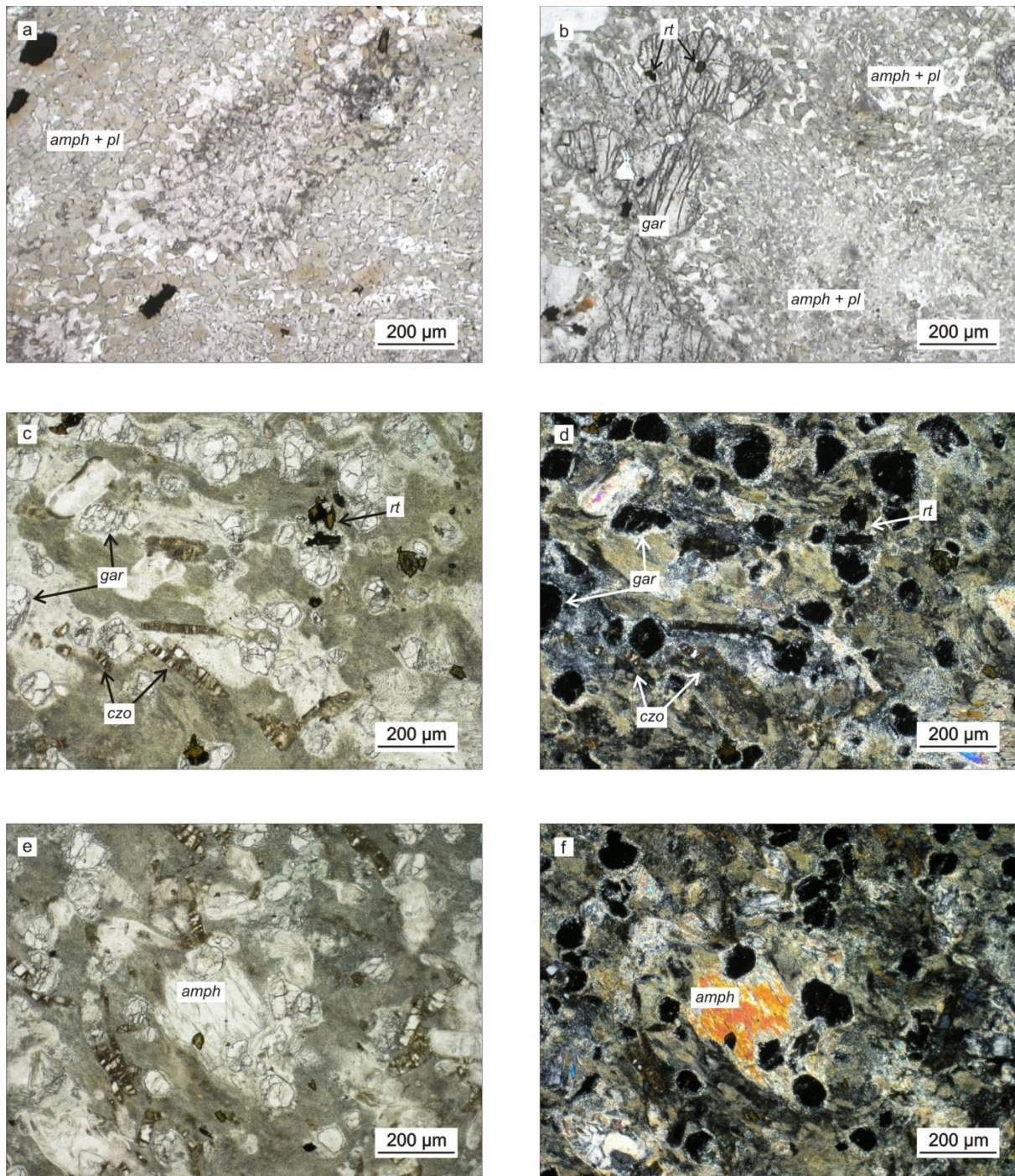
IV.1.1.2.1. EKLOGIT

Szöveti megjelenése alapján egyértelműen reliktk eklogitként értékelhető mintát három fúrás anyagában lehetett azonosítani a vizsgált területen (Szarvas-16, Köl-5, Szh-2). Sajnos a szakaszos magvétel miatt egyik esetben sem ismert az eklogitot befoglaló mellékkőzet típusa. A feltételezés, miszerint az ortogneisz xenolitjáról lehet szó, egyrészt ezen kőzetzárványok megismert sokféleségén alapul, másrészt azon, hogy a mintaterülettől nyugatra, a Jánoshalma metamorf dóm területén bizonyíthatóan a vizsgálttal azonosítható ortogneisz kőzetzárványaként jelenik meg eklogit (ZACHAR & M. TÓTH, 2004; ZACHAR & TSAI., 2007).

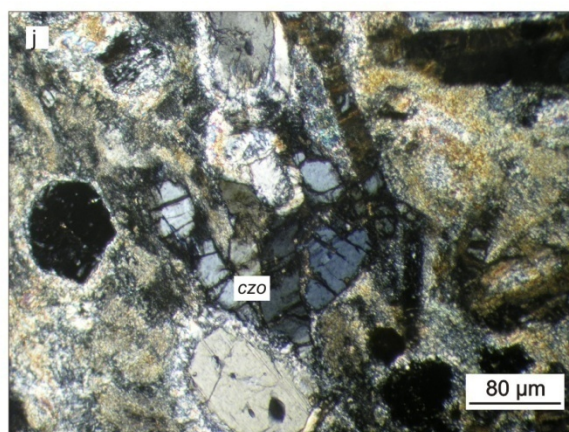
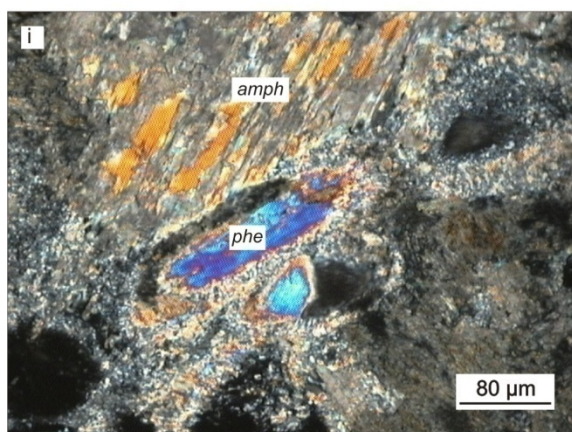
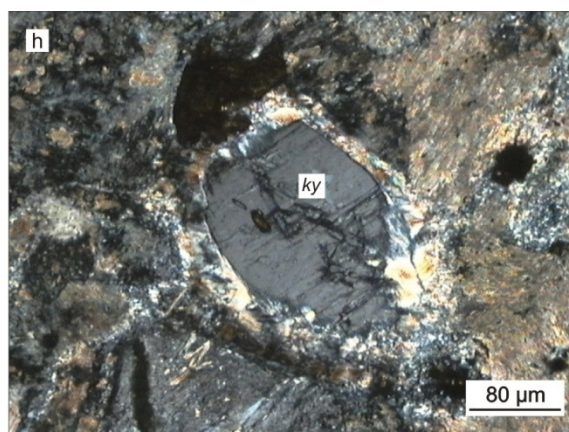
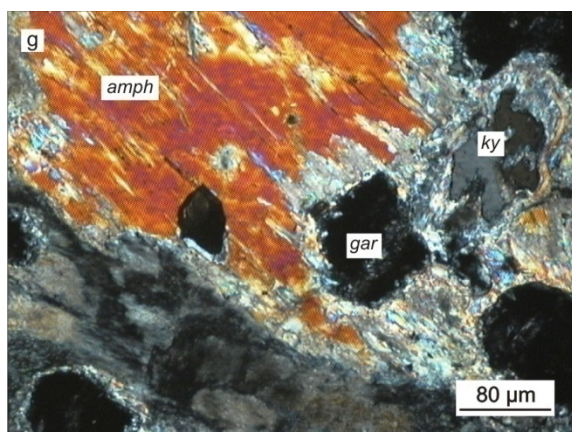
A vizsgált eklogit minták kőzettanilag egységes, amfibol és plagioklász dominanciájú kőzetek, melyek két progresszív metamorf esemény nyomát őrzik. Az első (D1), magas nyomású, eklogit fáciesű metamorf eseményre különböző szöveti reliktumok utalnak. Minden minta mátrixát finomszemcsés amfibol-plagioklász szimplektit alkotja (IV.8.a-d. ábra); ebben úsznak az eredeti kőzet megőrződött szemcséi. Eredeti D1 paragenezisként $cpx + gar + rt \pm ky \pm phe \pm czo$ rekonstruálható. A legkevésbé átalakult szarvasi eklogit minta kb. 30 %-át gránát alkotja (IV.8.c-f. ábra). A rendszerint zárványmentes szemcsék helyenként rutilt és kianitot tartalmaznak zárványként. A gránát szemcséket finomszemcsés $amph + pl$ korona övezi (IV.8.g. ábra); az egykori piroxént néhány apró szemcse kivételével teljes mértékben a finomszemcsés szimplektit helyettesíti. A kianitot és a fengitet finomszemcsés, fehér csillámból (margarit) álló korona övezi (IV.8.h., i. ábra), a rutilt részben ilmenit és titanit helyettesíti. A klinozoizit lécek nagy része mikroszkóp alatt meghatározhatatlan anyagú szemcsehalmozás esett szét (IV.8.j. ábra).

A D2 esemény amfibolit fáciesű felülbélyegzésre utal. A szimplektit helyén növekvő nagy méretű amfibolok az S1 gránát, kianit és fengit szemcséket zárványként tartalmazzák (IV.8.g., i. ábra). Az $amph + pl$, illetve a fehér csillám (margarit) korona ugyanakkor ilyenkor is jelen van a reliktk szemcsék körül jelezve, hogy a D1 paragenezis szétesése megelőzte a D2 eseményt. Az amfibol mellett a kőzetekben előfordul a plagioklász, a stabil Ti-fázis az ilmenit. Ehhez a paragenezishez stabil gránát nem tartozik.

A Köl-5 fúrás eklogit xenolitja csak néhány gránát szemcsét őrzött meg az eredeti HP paragenezisből, a kőzetet kizárólag finom-, közepszemcsés szimplektit, illetve D2 amfibol és plagioklász alkotja (IV.8.a. ábra).



IV.8. ábra – Az eklogit xenolitok szöveti jellemzői. a) retrográd eklogit szimplektites szövete (Köl-5, 1N); b) u.a. (Szh-2, 1N); c) a legjobban megőrződött eklogit minta finomszemcsés szimplektitjében gar+czo+ky+phe szemcsék azonosíthatók (Szarvas-16, 1N); d) u.a. (+N); e) a relik HP ásványszemcsék nagyméretű amfibolok zárványaiként is megjelennek (1N); f) u.a. (+N);



VI.8. ábra folytatás – g) a finomszemcsés korona a D2 amfibol zárványaként megjelenő gránát és kyanit körül is általános (Szarvas-16, +N); h) a mátrix kyanitot finomszemcsés fehér csillám korona övezi; i) a D1 fengit körül jellemző a fehér csillám korona (Szarvas-16, +N); j) czo utáni pseudomorfózák (Szarvas-16, 1N)

IV.1.1.2.2. FELZIKUS GRANULIT

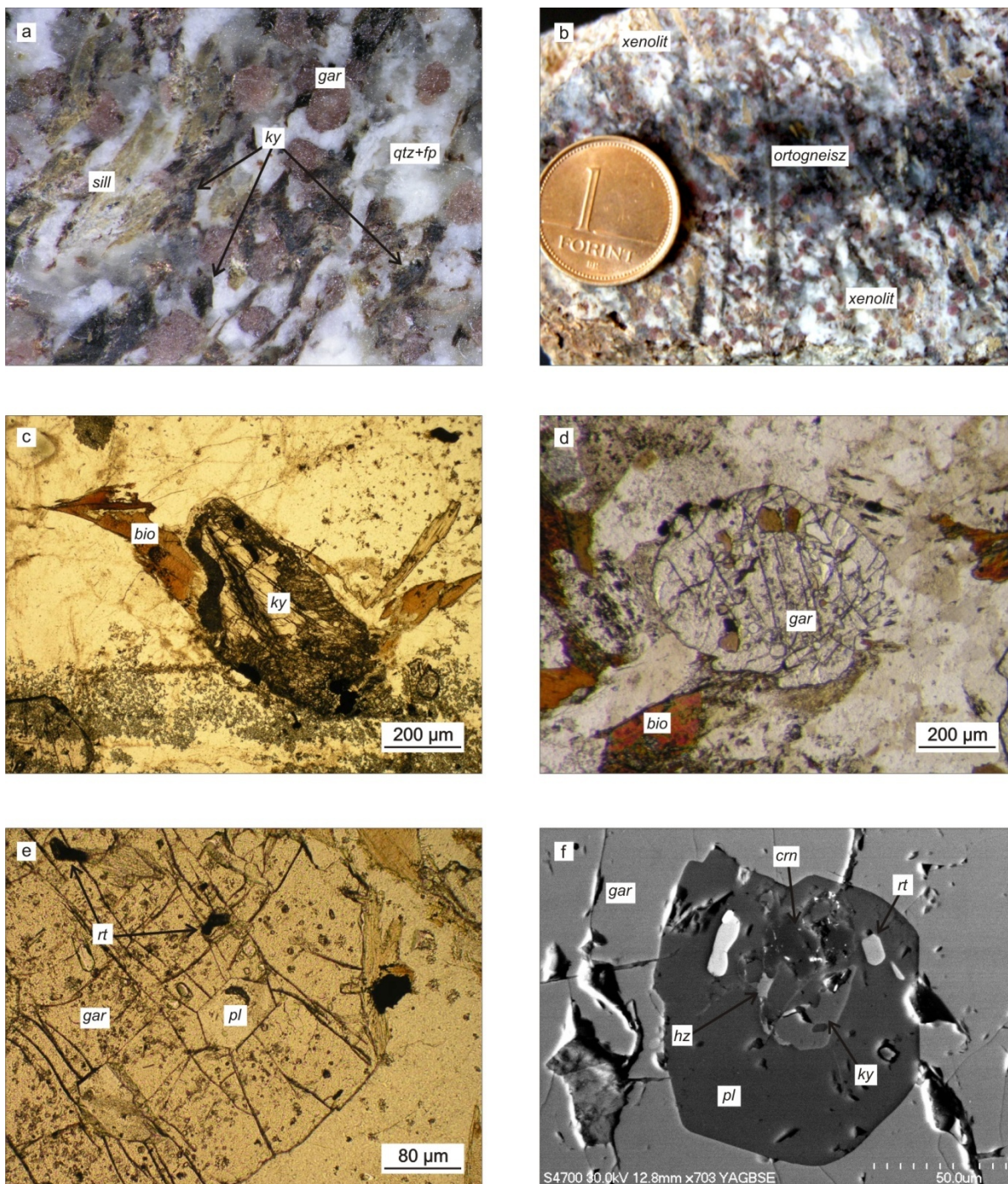
Az egyetlen felzikus granulit xenolit a Szh-15. fúrás anyagából került elő (*IV.9.a. ábra*). A fúrótagon a granulit és a befoglaló gneisz kontaktusa is tanulmányozható; az bizonyosan nem tektonikus. Bár a két kőzettípus határa éles vonalként kirajzolódik, a gneiszben és a granulitban a biotit által definiált foliáció iránya megegyezik (*IV.9.b. ábra*). A xenolit több egymást követő metamorf esemény nyomát őrzi. A D1 eseményre a kvarc, káliföldpát és plagioklász mellett jelentős mennyiségben megjelenő gránát, rutil, kianit, valamint a kevés rezorbeált biotit utal (*IV.9.a., c., d. ábra*). A granoblasztos szövetben, közel azonos méretű, zárványokban gazdag gránátok ülnek (*IV.9.d-f. ábra*). A gránátok pereme zárványokban szegény; a szemcsék magjában elhelyezkedő szemcsék túlnyomó része kvarc, rutil, fehér csillám, plagioklász, alkáli földpát és cirkon anyagú. A gyakran negatív kristályformát mutató földpát zárványok komplex ásvány paragenezist zárnak magukba; bennük bonyolult szöveti elrendezésben kianit, korund, hercinit, rutil és ilmenit található (*IV.9.f. ábra*).

A D2 esemény eredményeként a befoglaló gneisz palásságával párhuzamos állású biotit lemezek és nagyméretű szillimanit lécek alakultak ki (*IV.9.g. ábra*). A kianit körül a környező fázisok függvényében összetett korona szerkezetek fejlődtek; biotit jelenlétében a kianitot spinell, cordierit, káliföldpát korona szegélyezi (*IV.9.h., i. ábra*). Számos esetben a korona szerkezet közepén az egykori kianitot részben helyettesítő halvány zöld színű csillám halmaz alkotja az eredeti ásvány pszeudomorfózáját (*IV.9.j., k. ábra*). Gránát – kianit kontaktus esetében a gránát oldalán plagioklász korona, a kianit oldalán pedig cordierit + spinell korona fejlődött. A két reakciószegély hálós szerkezetben találkozik; a plagioklász hálózat „szemeit” cordierit alkotja (*IV.9.l. ábra*).

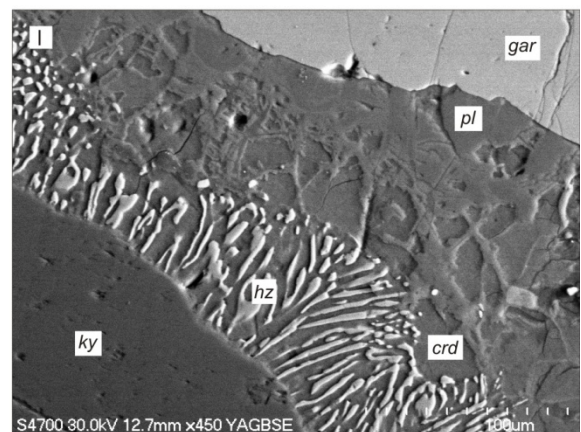
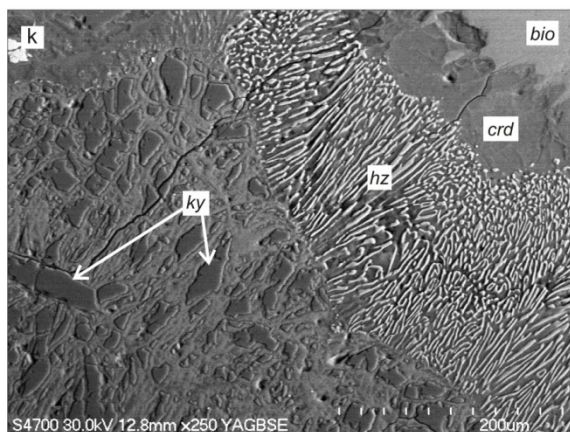
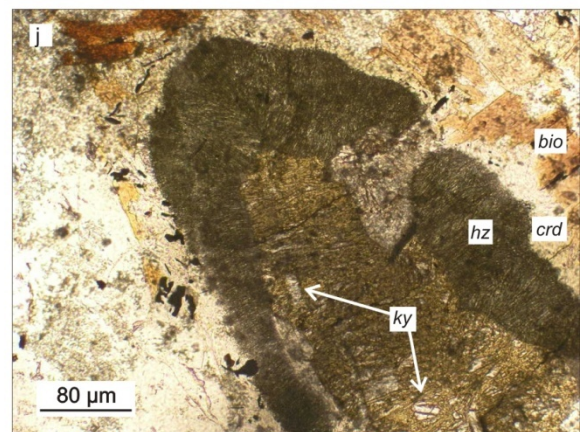
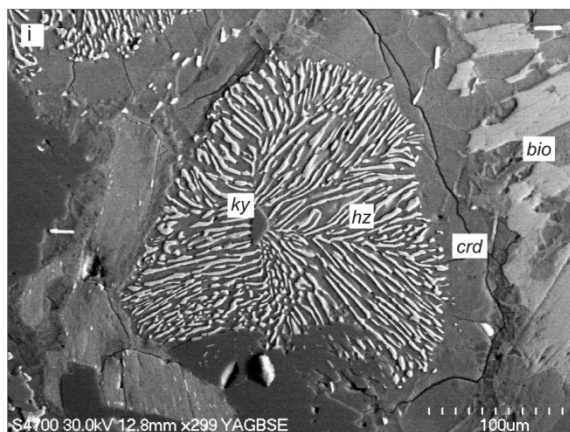
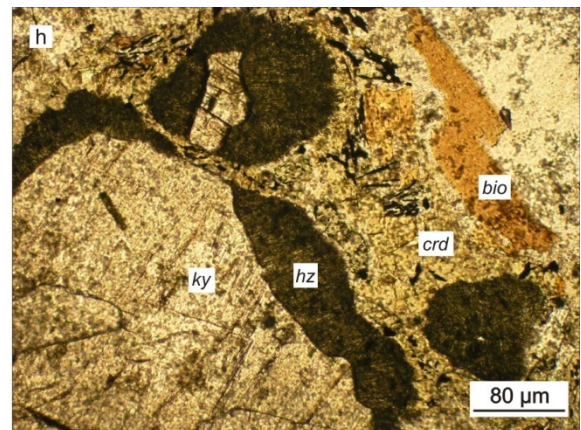
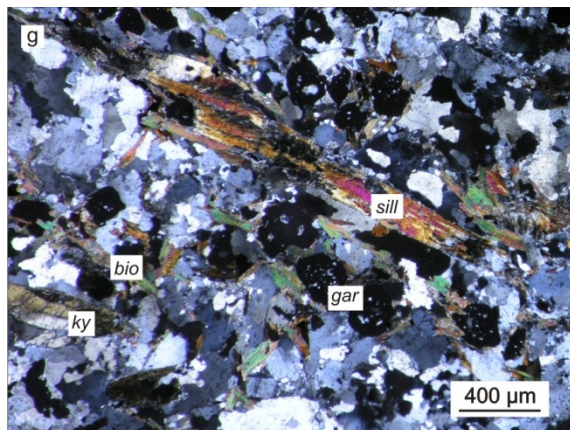
IV.1.1.3. GRÁNIT

A fent ismertetett kőzettípusok mellett alárendelt szerepe van a rendszerint az ortogneisz tömeget átszelő, teléres megjelenésű, finom-, középszemcsés mikrogránitnak (*IV.10.a., b. ábra*). Nagyobb tömegben a SzD északnyugati részein jellemző (Szh-21, -39, -48, -167 sz. fúrások), ezáltal valószínűleg összeköttetésben van a Füzesgyarmat, és esetleg a Biharnagybajom környékén feltárt gránitoid testekkel (BALÁZS & TSAI., 1986). Teléres megjelenésének (pl. Szh-38, -51, -167) megfelelően főleg világos kőzetalkotókból (albit, ortoklász, kvarc) áll, színes ásványt alig tartalmaz (*IV.10.c., d. ábra*). Genetikai szempontból fontos járulékos ásvány jelenlétét a vizsgálatok nem mutatták. Rendszerint középszemcsés, ekvigranuláris szövet jellemzi, melyben a kvarc intenzív plasztikus deformációt szenvedett

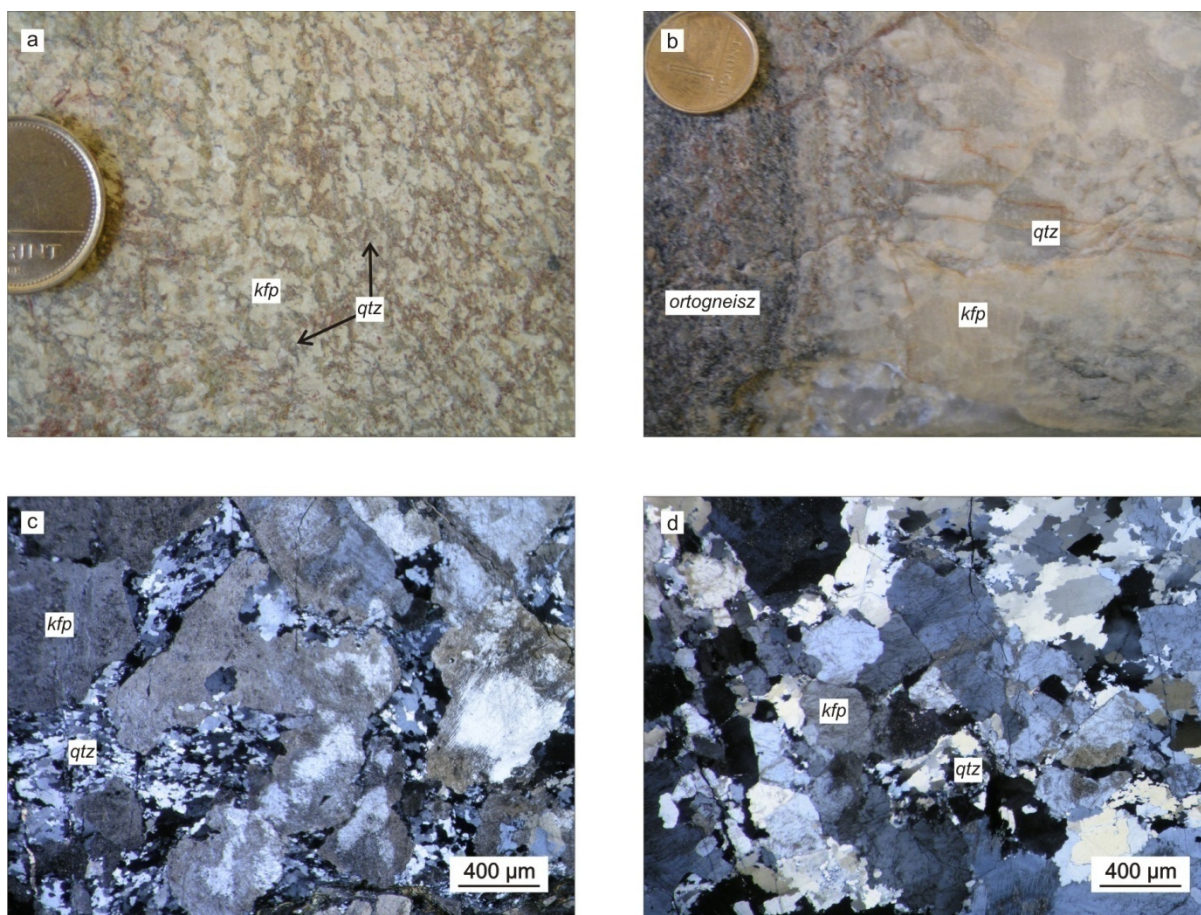
(IV.10.c., d. ábra). Mindezek alapján a kőzettípus a közepesfokú ortogneisz migmatitosodásával nem származtatható, posztkinematikus intruzív gránitnak tekintjük.



IV.9. ábra – A felzikus granulit xenolit szöveti jellemzői. a) a granulit makroszkópos megjelenése (Szh-15); b) a granulit xenolit és az ortogneisz kontaktusa (Szh-15); c) rezorbeált kyanit szemcse a granulitban (Szh-15, 1N); d) zárványokban gazdag gránát szemcse (Szh-15, 1N); e) rutil, és negatív kristályformájú plagioklász zárványok gránátban (Szh-15, 1N); f) a plagioklász zárvány rutil, kyanit, korund és hercinit zárványokat tartalmaz (Szh-15, SEM);



IV 9. ábra folytatás – g) nagyméretű, a gneisz palásságával párhuzamos állású szillimanit lécs a granulitban (Szh-15, +N); h) a biotit kontaktusán a kyanit körül spinell+cordierit korona fejlődik (Szh-15, 1N); i) u.a. (Szh-15, SEM); j) a korona szerkezetben a kyanitot részben csillám helyettesíti (Szh-15, 1N); k) u.a. (Szh-15, SEM); l) gránát-kyanit kontaktuson kialakult spinell+cordierit+plagioklász korona (Szh-15, SEM)



IV.10. ábra – A gránit jellegzetes szöveti, szerkezeti képe. a) finomszemcsés telérgránit (Szh-167, a magtengely vízszintesen áll); b) középszemcsés gránitoid telér és ortogneisz kontaktusa (Szh-39, a magtengely vízszintesen áll); c) a gránit szövetét kfp és deformált qtz határozza meg (Szh-39, +N); d) u.a. (Szh-Ny-7, +N)

IV.1.1.4. SZILLIMANITOS BIOTITGNEISZ

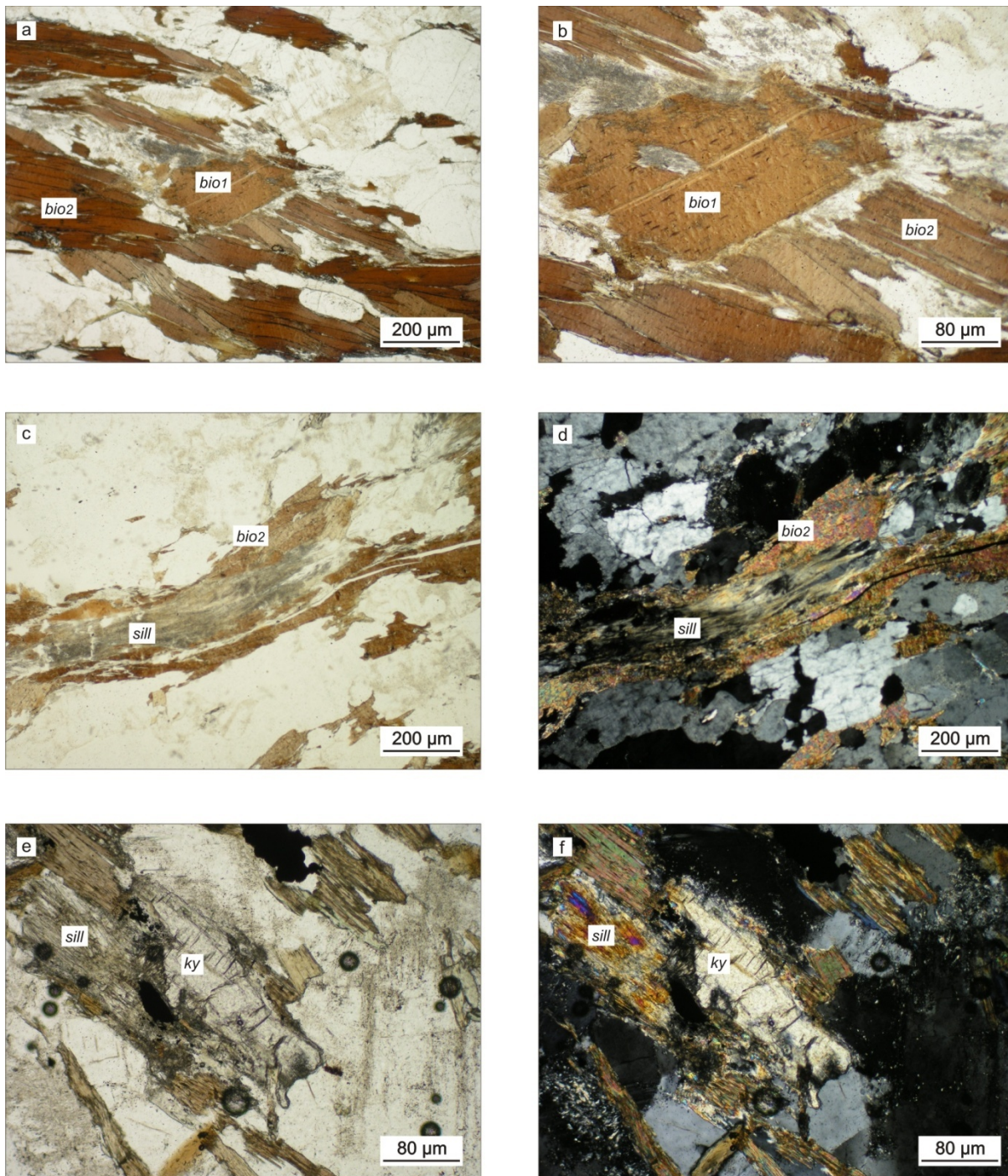
A Békési-medencét északról határoló metamorf aljzat kiemelkedések központi részén a fenti képződmények lényegében hiányoznak; a terület jellemző gneisz típusában az ortogneisz karakterisztikus szöveti kritériumait nem találjuk meg. A lepidoblasztos, helyenként granoblasztos szövetű kőzetet kvarc, kétféle földpát, biotit alkotja, a minták jelentős része tartalmaz gránátot és szillimanitot, míg a muszkovit az összes mintából hiányzik. Gyakori akcesszóriák a cirkon, a monacit és az apatit. Jellegzetesen polimetamorf kőzet. A biotit és szillimanit kötegek által kijelölt S2 fő palássági irány (IV.11.a-d. ábra) mellett a mátrixban megőrződött egy korábbi, elsősorban a biotit és kianit szemcsék által definiált S1 irány is (IV.11.a., b., e-h. ábra). Ez közelítőleg megegyezik a helyenként rezorbeált gránátokban található kvarc, rutil és kianit alkotta zárványsorok irányával (IV.11.i. ábra). A szillimanitos biotitgneisz fejlődését tehát két markáns paragenezis, a D1 $bio + gar + ky + rt$ utáni D2 $bio + sill + ilm \pm gar$ események egymásutánja jellemzi (IV.11.j. ábra).

A szillimanit, mint fontos indexásvány megjelenése esetén a képződmény azonosítása egyértelmű. Nem megfelelő ásványos, s ebből adódóan kémiai összetétel (Al, Fe/Mg arány) esetén a kőzet elkülönítése az ortogneisztől problémás, elsősorban az ott határozásra használt pozitív kritériumok hiánya alapján történhet.

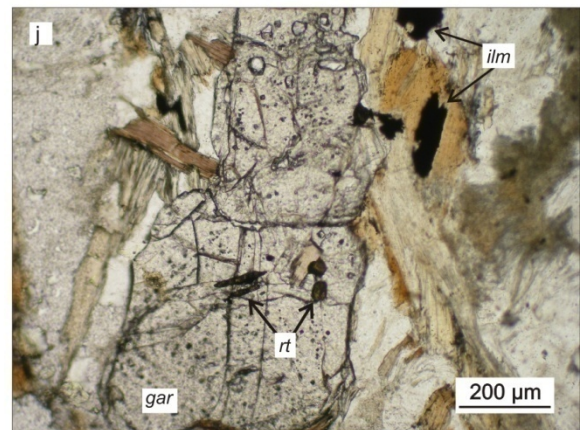
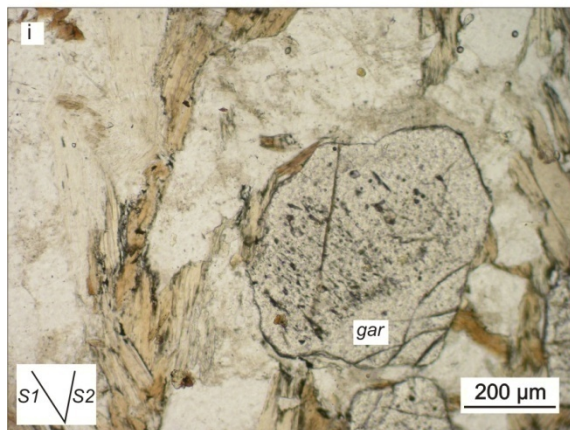
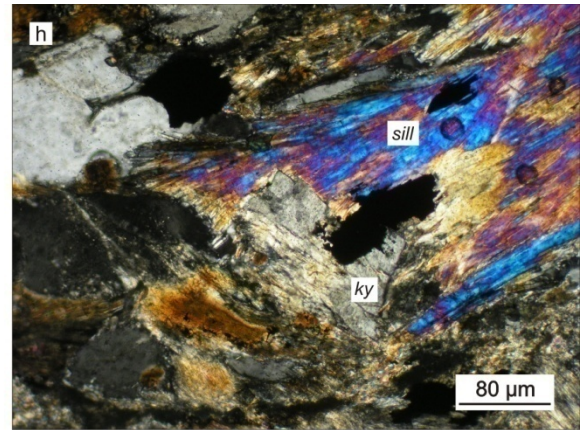
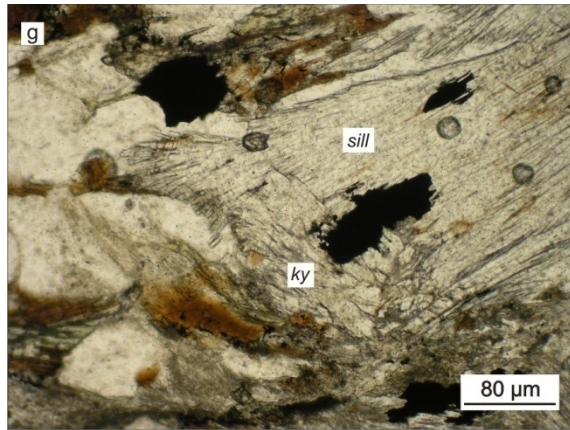
IV.1.1.5. GRÁNÁTOS AMFIBOLIT

A masszív, durvaszemcsés amfibolit változat számos szeghalmi és mezőyasi fúrásban előfordul (pl. Sas-DNy-1, Szh-19). Az esetek egy részében igazolható hogy szillimanitos biotitgneisz található. Feltűnő jellegzetessége, hogy amfibol és plagioklász mellett nagyméretű, rezorbeált gránátokat tartalmaz (IV.12.a-f. ábra), melyeket helyenként teljes mértékben finomszemcsés $pl \pm amph$ aggregátum helyettesít (IV.12.c-f. ábra). A gránátban, illetve a helyettesítő földpátban megőrződött rutil és ilmenit zárványsorok orientációja (S1) szignifikánsan eltér a mátrix amfibolok által definiálttól (S2) (IV.12.b., c. ábra).

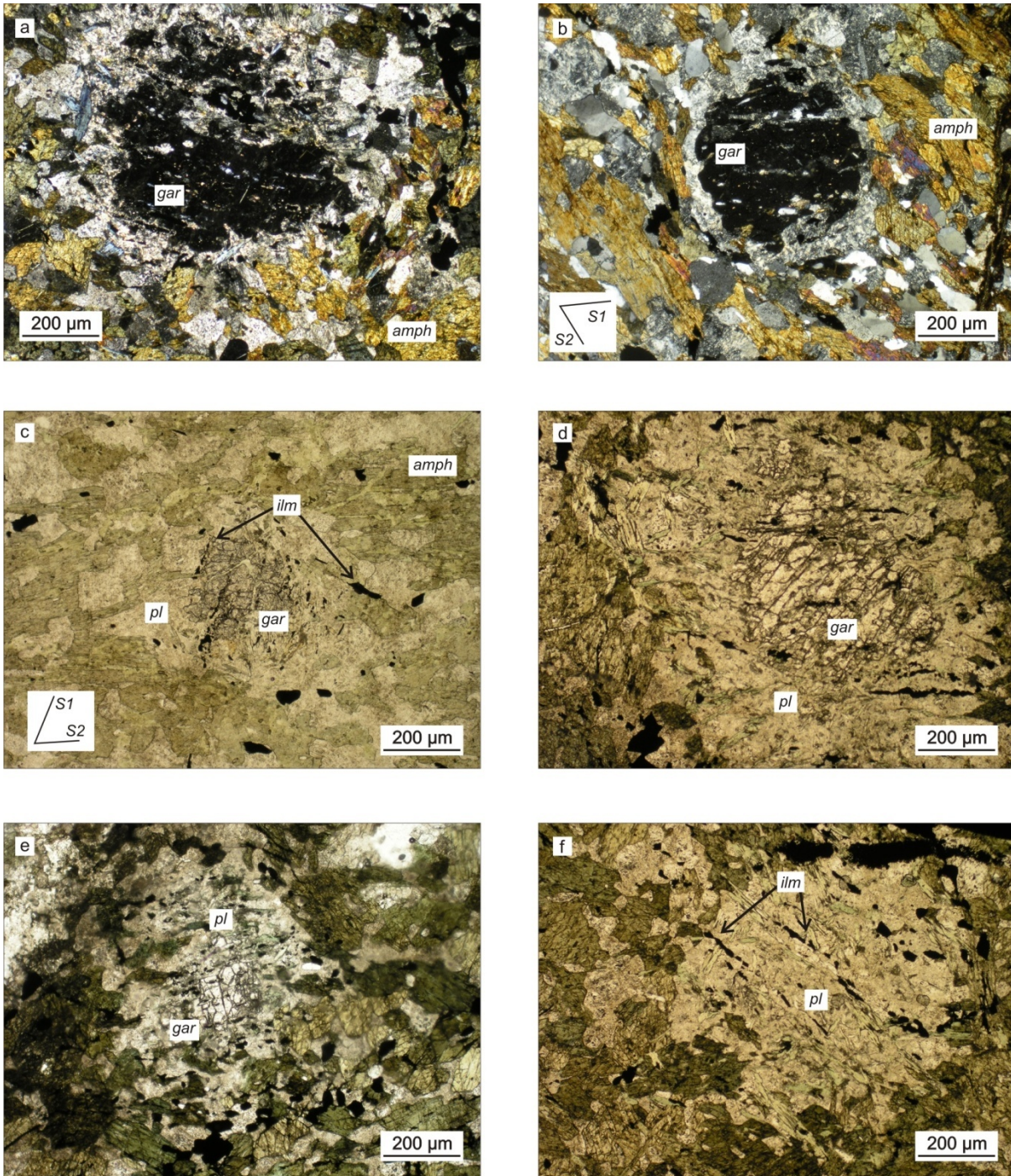
A reliktparagenezis alapján felmerül a gyanú, hogy a gránátos amfibolit amfibolit fácies körülményei között átkristályosodott eklogit lehet. Ezért lényeges megjegyezni, hogy a kőzet a reliktparagenezis xenolitok egyéb szöveti jellemzőit, mindennek előtt az $amph + pl$ szimplektitok jelenlétét nem mutatja.



IV.11. ábra – A szillimanitos biotit gneisz jellegzetes szöveti képe. a) S1 és S2 biotit szemcsék a szillimanitos gneiszben (Köl-4, 1N); b) u.a.; c) az S2 irányt a bio+sill kötegek jelölik ki (Sas-Ny-4, 1N); d) u.a. (+N); e) relik S1 ky szemcse (Szh-20, 1N); f) u.a. (+N);



IV.11. ábra folytatás – g) S1 ky szemcse és S2 sill kötegek (Szh-20, 1N); h) u.a. (+N); i) a reliktn gránátokban megőrződött zárványsorok az S1 irányt jelölik ki (Sas-Ny-2, 1N); j) az S1 gránátban a rutil, míg az S2 paragenézisben az ilmenit a stabil Ti-fázis (Szh-180, 1N)



IV.12. ábra – A gránátos amfibolit jellegzetes szöveti képe. a) az amfibolit nagyméretű gránátokat tartalmaz (SzH-19, +N); b) a gránát zárványsorainak orientációja eltér az amfibolok által definiált iránytól (SzH-20, +N); c) u.a. (SzH-20, 1N); d) a rezorbeált gránát szemcséket plagioklász szemcsehalmoz helyettesíti (Sas-Dny-1, 1N); e) u.a. (Sas-Ny-1, 1N); f) gránát utáni plagioklász pszeudomorfóza ilmenit zárványsorokkal (SzH-19, 1N)

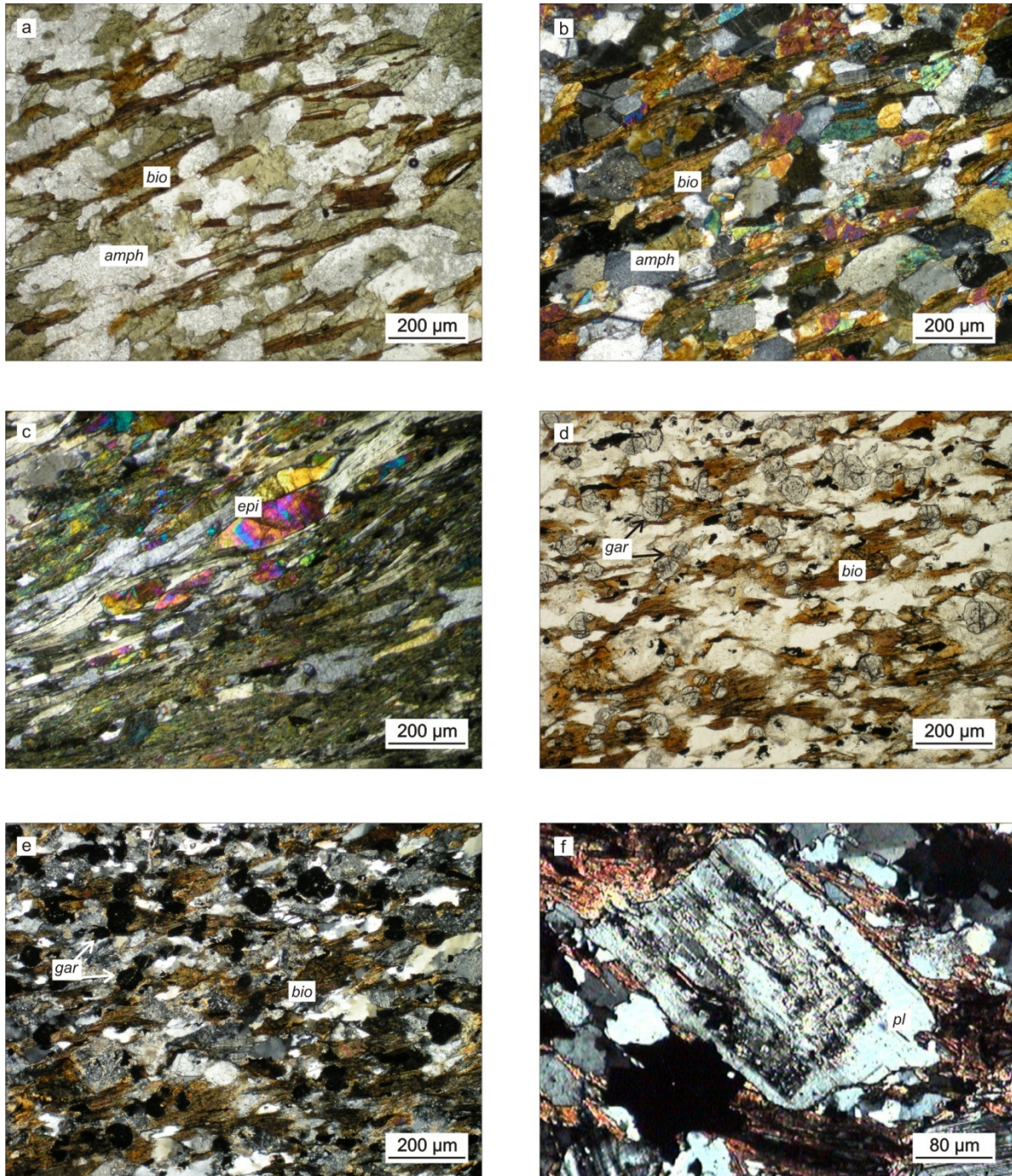
IV.1.1.6. AMFIBOLOS BIOTITGNEISZ

A kőzet térbeli megjelenése a korábbiaknál jóval korlátozottabb. A szillimanitos gneisz fedőjében a központi SzD kiemelkedés északnyugati és déli peremén, valamint az MFD területén tárták fel a fúrások (pl. Köl-2, -4, Szh-12, -20, -173, -180, Szh-Ny-1, -2, -3, Sas-4, Fu-9). Helyzete a végig maggal fúrt Szh-180 fúrásban egyértelmű, ahol a szillimanitos biotitgneisz zóna fölött ~ 10 méter vastagságú kataklázit zónát követően települ.

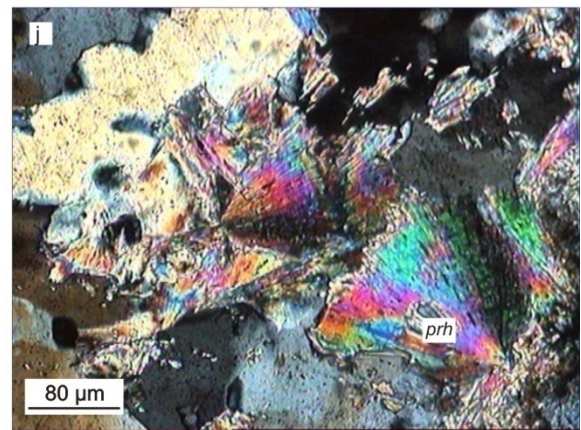
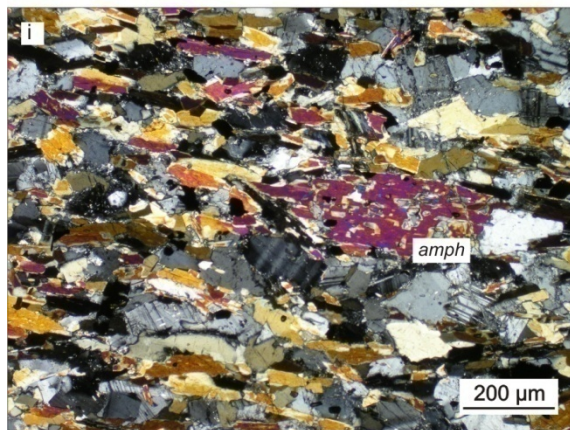
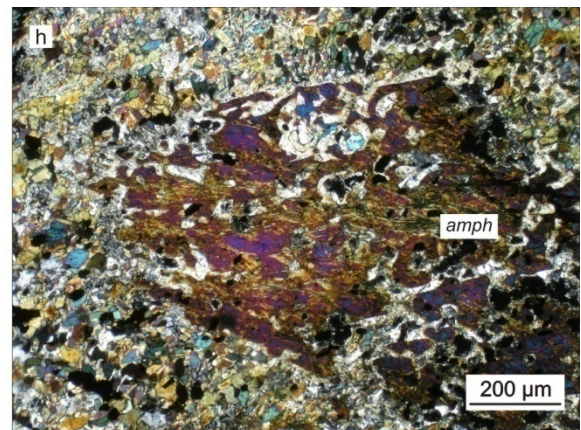
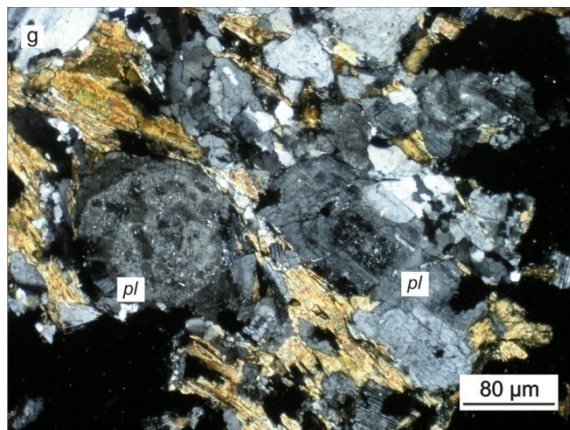
A kőzet eltérő vastagságú, homogén biotitgneisz, amfibolos biotitgneisz és amfibolit egységekből épül fel. Az azonos litológiájú szakaszok vastagsága általában több 10 cm, de nem ritka a csiszolat méretben felismerhető sávozottság sem (*IV.13.a., b. ábra*). Bár összetételük szintenként eltérő protolitra utal, együttes megjelenésük indokolja közös tárgyalásukat. A maximális hőmérsékleten stabil ásványtársaság az amfibolitokban közepes metamorf fokot mutat; a rendszerint apró szemcsés, halványzöld amfibol és a plagioklász mellett gyakori akcesszória az epidot is (*IV.13.c. ábra*). A stabil Ti-fázis az ilmenit, néhány biotit-dús mintában apró, üde gránátok is megjelennek (*IV.13.d., e. ábra*). Néhány amfibolit minta feltehetően magmás eredetű, középszemcsés, zónás plagioklász táblákat (*IV.13.f., g. ábra*), esetenként nagyméretű relik amfibol szemcséket is tartalmaz (*IV.13.h., i. ábra*). A gneisz szakaszokon kőzetalkotó ásványként jelenik meg a kvarc, a kétféle földpát és a biotit, mely utóbbiban közberétegzett fehér klorit lencsék ismerhetők fel (*IV.13.a. ábra*).

Az amfibolit minták egy részén intenzív második metamorf esemény (D2) nyoma látszik. A jól fejlett palássági síkokat titanit, prehnit (*IV.13.j. ábra*), esetenként pumpellyit megjelenése jelzi; a D1 amfibolok körül aktinolit nőtt.

Az ortogneisztől, illetve annak bázikus xenolitjaitól a legtöbb esetben szöveti alapon elkülöníthető. Az ortogneisz esetében tárgyalt szöveti bélyegek teljes hiánya mellett határozási bélyeg az apró rekrisztallizálódott amfibolok, valamint a szinkinematikus gránátok megjelenése csakúgy, mint a jellemzően irányított, lepidoblasztos, nematoblasztos szövet. A két gneisz típust ugyanakkor nagyfokú ásványos összetételbeli egyezés jellemzi, így intenzíven deformált minták esetén az elkülönítés esetenként problémás. Hasonló gondok a kőzetkémiai okokból szillimanitot nem tartalmazó szillimanitos biotit gneisszel történő összevetésben is felmerülnek.



IV.13. ábra – Az amfibolos biotit gneisz jellegzetes szöveti képe. a) csiszolat léptékben jellemző az amfibol és biotit dús sávok váltakozása (Köl-2, 1N); b) u.a. (+N); c) a foliáció irányába rendeződött nagyméretű epidot szemcsék (Szh-12, +N); d) apró méretű, szinkinematikus gránát szemcsék biotit gneiszben (Sas-Ny-3, 1N); e) u.a. (+N); f) zónás plagioklász szemcse amfibolos biotit gneiszben (Sas-Ny-12, +N);



IV.13. ábra folytatás - g) u.a. (Sas-Ny-12, +N); h) nagyméretű, reliket amfibol szemcse rekrisztallizációja (Szh-É-3, +N); i) u.a. (Gyoma-2, +N); j) prehnit szemcsehalmaz amfibolos biotit gneiszben (Sas-Ny-2, +N)

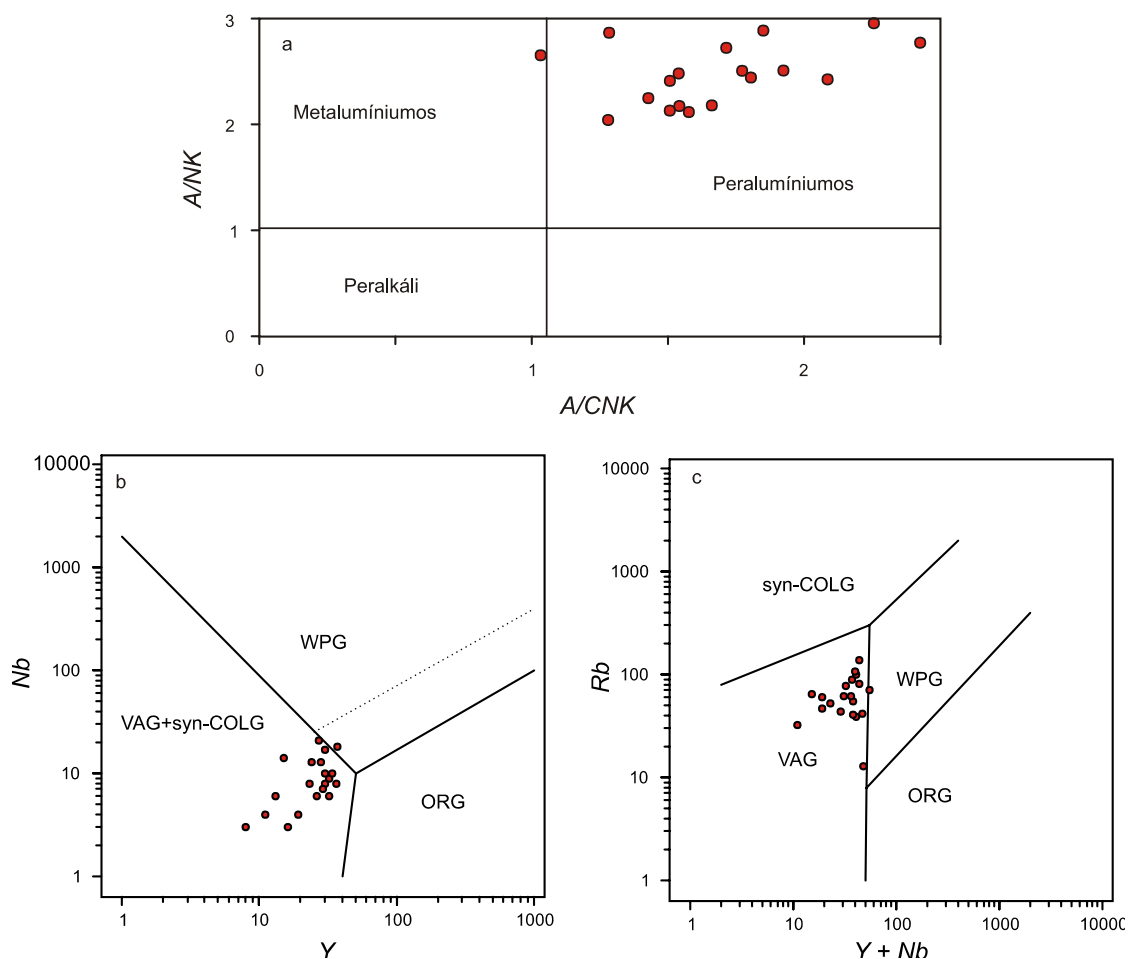
Mindent összevetve megállapítható, hogy a vizsgált aljzatblokkok alapvetően eltérő petrográfiai jellegű és metamorf fejlődésű egységek mozaikjaként értelmezhetők. A továbbiakban a vizsgált területen három litológiai egységet különböztetünk meg.

- 1) Az ortogneiszre a xenolitokkal és a granitoid telérekkel együtt, mint ortogneisz (*OG*);
- 2) a szillimanitos biotitgneiszre és a gránátos amfibolitra, mint szillimanitos gneisz (*SG*);
- 3) az amfibolos biotitgneiszre saját nevével (*AG*) hivatkozunk.

IV.1.2. GEOKÉMIA

IV.1.2.1. ORTOGNEISZ

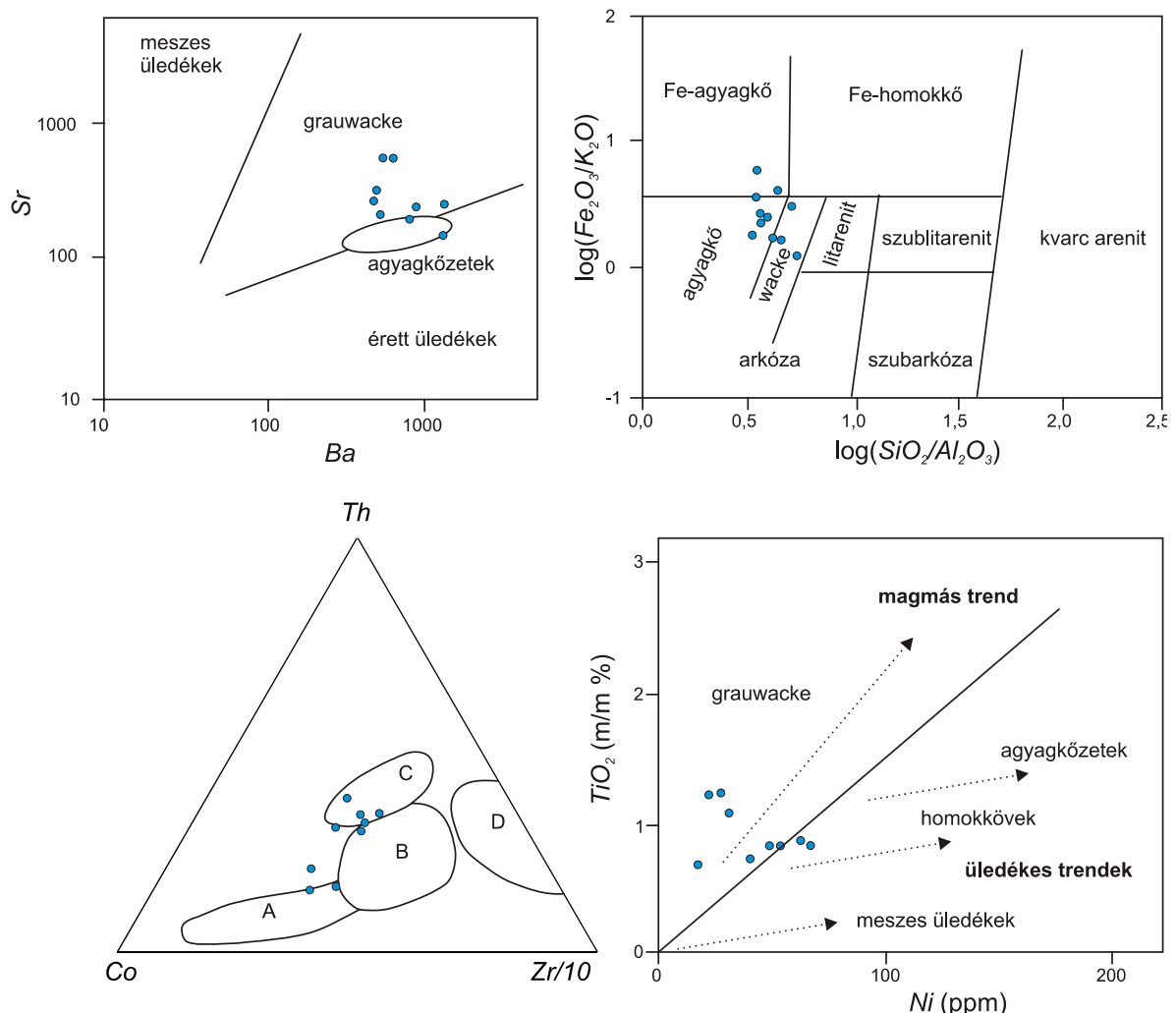
A vizsgált ortogneisz minták változatos xenokistály tartalmuknak megfelelően kémiaiailag is viszonylag heterogén képet mutatnak (IV.1. táblázat). Ennek ellenére, a legtöbb alkalmazott diszkriminációs diagramon kis szóródású pontfelhőt jelölnek ki; a premetamorf kőzettípus DEBON & LE FORT (1983) diagramjai alapján granodiorit, kvarc diorit, lehetett. Geokémiai jellege peraluminios (IV.14.a. ábra), a biotit, mint fő színes alkotó mellett ásványos összetételében a muszkovit is jellemző lehetett (DEBON & LE FORT, 1983). A kémiai összetétel alapján becsülhető kőzetalkotó fázisok egyezése mellett a peraluminios jelleg mellett szól e típus gyakori járulékos ásványainak (turmalin, allanit) megjelenése is. A protolit PEARCE & TSAI. (1984), MANIAR & PICCOLI (1989), valamint MULLER & TSAI. (1992) diagramjai alapján egyértelműen orogén granitoid lehetett, melynek kialakulása valószínűleg szigetív helyzethez köthető (IV.14.b., c. ábra).



IV.14. ábra – Az ortogneisz protolitjának meghatározására alkalmazott diszkriminációs diagramok. a) A/CNK – A/NK (Maniar & Piccoli, 1989); b) Y – Nb (Pearce & Tsai, 1984); c) $Y+Nb$ – Rb (Pearce & Tsai, 1984)

IV.1.2.2. SZILLIMANITOS BIOTITGNEISZ

A paragneiszek főelem összetételére (IV.2. táblázat) a normál peliteknél alacsonyabb Fe_2O_3 , MgO ($\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO} \sim 10\text{-}12\%$) és Al_2O_3 ($\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2 \sim 0.25$), K_2O , valamint magasabb CaO és Na_2O ($\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O}) \sim 2.5\text{-}3.0$) koncentráció a jellemző, s így a homokkövek irányába mutatnak rokonságot. A főelemek eloszlása, a Ni-TiO_2 (FLOYD & TSAI., 1989), valamint a Ba-Sr diagramok alapján a protolit grauwacke és érett üledékek közötti átmenetet reprezentál (HERRON, 1988; BLATT, 1992); a premetamorf közettípus BHATIA (1983), valamint BHATIA & CROOK (1986) diagramjai alapján aktív kontinensperem üledéke lehetett (IV.15. ábra). Hasonlóan aktív peremen történt keletkezésre utal ROSER & KORSCH (1986) diagramja, bár az általuk használt $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ arány alkalmazhatósága az alkáliák nagyfokú mobilitása miatt bizonytalan.



IV.15. ábra – A szillimanitos biotit gneisz protolitjának meghatározására alkalmazott diszkriminációs diagramok. a) Ba – Sr; $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ – $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$ (Herron, 1988); c) Co – Zr – Th (A: óceáni szigetív, B: kontinentális szigetív, C: aktív kontinensperem, D: passzív perem; Bhatia & Crook, 1986); d) Ni – TiO_2 (Floyd & Tsai., 1989)

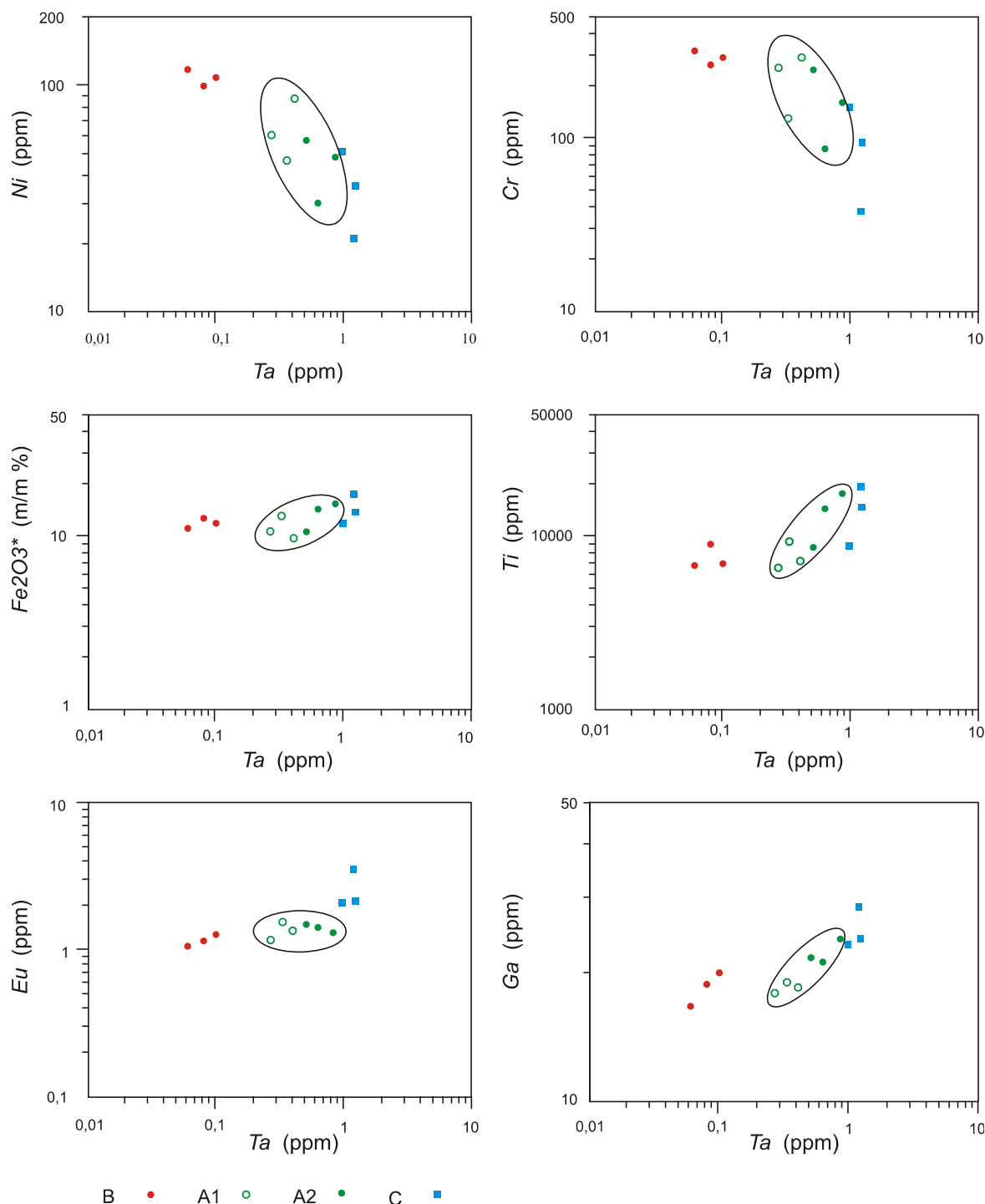
IV.1.2.3. METABÁZIKUS KŐZETEK (BÁZIKUS XENOLITOK, GRÁNÁTOS AMFIBOLIT, AMFIBOLOS BIOTITGNEISZ)

Korábbi vizsgálataink (M. TÓTH, 1994A, 1994B) során megmutattuk, hogy a vizsgált területen az amfibolitok protolitja szerkezeti helyzettől függetlenül szubalkáli karakterű bazalt, andezites bazalt lehetett. A részletes geokémiai és többváltozós matematikai analízis során négy, markánsan eltérő amfibolit csoportot különböztettünk meg. A fő-, és nyomelem összetételek faktor analízise alapján értelmezett két legfontosabb háttérváltozó a magmás differenciáció jelentőségét ($-\text{SiO}_2$, MgO , $-\text{Na}_2\text{O}$, Ni , Cr , Co), illetve – az inkompatibilis elemekkel (Zr , Nb , Y , P_2O_5) pozitív korrelációt mutató Fe -csoport (Fe_2O_3 , TiO_2 , MnO , V) alapján – a kőzetek tholeiites jellegét igazolják. A faktorok, mint változók cluster analízisével (Euklideszi távolság, complete linkage módszer) három fő minta csoport (A , B , C), s egyiknek két alcsoportja (A_1 , A_2) volt definiálható. A diszkriminancia analízis, és a többdimenziós skálázás eredménye szerint a csoportok a többváltozós geokémiai térben elkülönülnek egymástól, s közöttük a fő különbség a magmás differenciáció mértékében (1. faktor) van. A négy mintacsoport ebben az értelemben a $B \rightarrow A_1 \rightarrow A_2 \rightarrow C$ sorrendben egyre differenciáltabb kőzeteket reprezentál (M. TÓTH, 1994B). A megfelelően részletes petrográfiai klasszifikáció hiányában ugyanakkor a geokémiai alapú osztályok részletesebb jellemzése, az eltérő fejlődésű kőzettípusokkal történő azonosítása, térbeli lehatárolása korábban nem történt meg. Ennek további oka, hogy a nagyfokú kőzettani hasonlóság miatt a vizsgált minták egy részének kőzettani osztályozása sem teljesen egyértelmű.

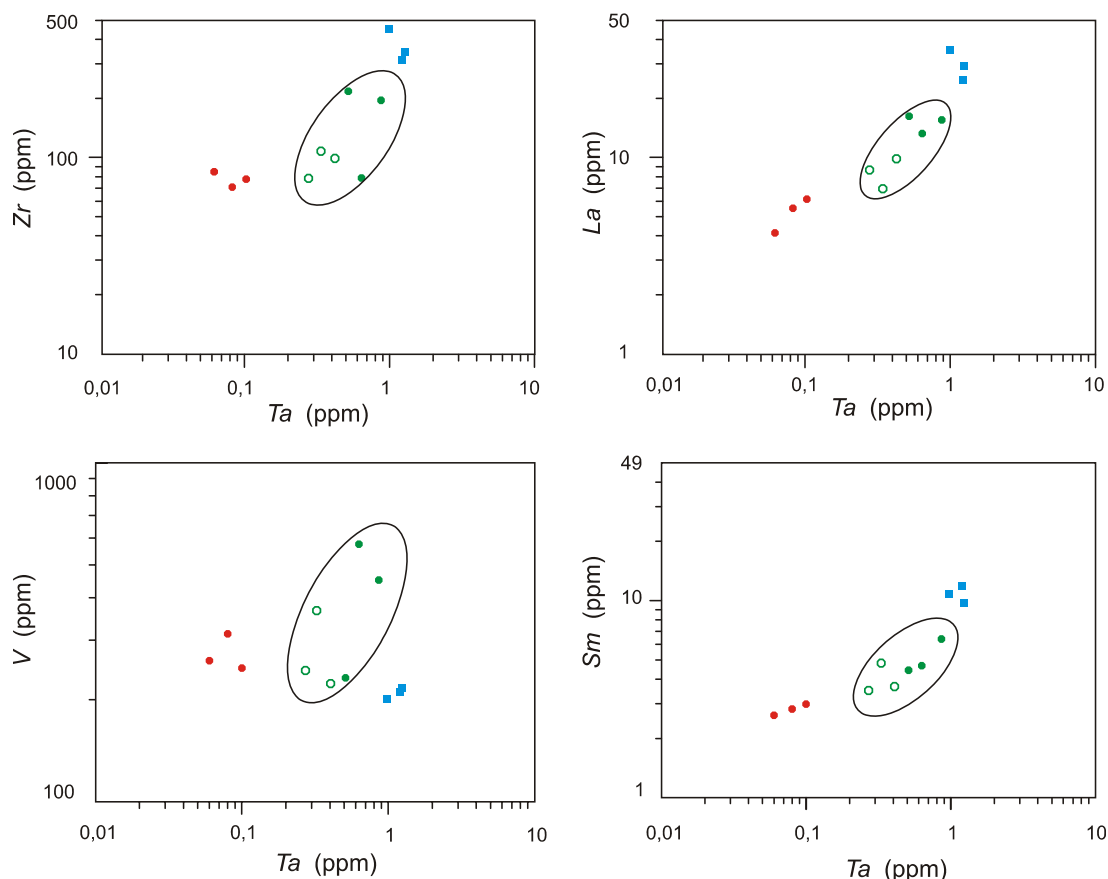
A geokémiai osztályozás eredményeit (M. TÓTH, 1994B) a kőzettani és sztratigráfiai adatokkal összevetve megállapítható, hogy a mafikus xenolitok közé sorolt minták túlnyomó része a fenti osztályozás során a B mintacsoportba került, az A csoportot dominánsan az amfibolos biotitgneisz egység amfibolit mintái alkotják, míg a gránátos amfibolitok a C csoportba kerültek. A további, részletes geokémiai elemzésekhez és vizsgálatokhoz a négy csoportból 3-3 üde amfibolit mintát választottunk (IV.3. táblázat).

A négy amfibolit típus egymáshoz viszonyított geokémiai jellege legjobban a leginkább inkompatibilis tulajdonságú elemek függvényében ábrázolt Harker diagramokon tanulmányozható (IV.16. ábra). ALLÈGRE & TSAI. (1977) e célból a Ta alkalmazását javasolják, mivel a bazalt magma kristályosodása során lényeges ásványok esetében a többi lehetséges eleménél (pl. Th , Ce , La) kisebb megoszlási együttható jellemzi. A kompatibilis elemek (Ni , Cr) Harker diagramjai azt sugallják, hogy a xenolitok csoportja képviseli a legprimitívebb összetételt, az AG amfibolit mintái (A_1 , A_2 csoport) normál differenciációs trendet mutatnak, míg a SG egység gránátos amfibolitja a legdifferenciáltabb csoport.

Az inkompatibilis elemek (Eu, Sm, Ga, Zr, La, *IV.16. ábra*, továbbá hasonlóan a nem ábrázolt Rb, Sr, Hf, Nb, Y, Th, Ce, Nd) monoton növekvő koncentrációt mutatnak, megerősítve a fenti jellemzést. Hasonlóan viselkedik az *A* csoporton belül a Fe, a Ti és a V is (*IV.16. ábra*), ami ezen elemek inkompatibilis viselkedését, így a kristályosodás tholeiites jellegét erősíti. Feltűnő ugyanakkor a Fe-csoport elemkoncentrációinak visszaesése a *C* csoport mintáinál, ami különösen a V esetében szembeötlő.



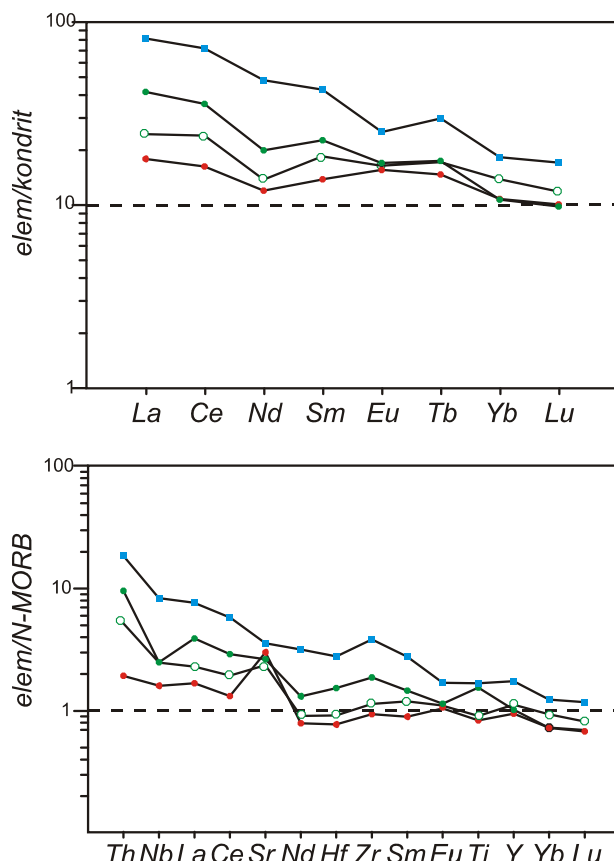
IV.16. ábra – A geomatematikai feldolgozás eredményeként azonosított amfibolit csoportok 3-3 üde mintájának válogatott Harker diagramjai.



IV.16. ábra folytatás – A geomatematikai feldolgozás eredményeként azonosított amfibolit csoportok 3-3 üde mintájának válogatott Harker diagramjai.

Külön figyelmet érdemel a xenolit csoport mintáinak viselkedése. Itt a kompatibilis elemek koncentrációja jelentősen a többi csoport által kirajzolt trend alapján várt értékek alatt marad, míg a legtöbb inkompatibilis elem esetében jelentősen meghaladja azt. Nincs ugyanakkor relatív gazdagodás a leginkább inkompatibilis viselkedésű La, Ce és Th esetében. Így a megfigyelhető tendenciák együttesen nem eredendően primitív bazalt protolitra, hanem utólagos, kismértékű Ta (La, Ce, Th) kimerülésre utalnak.

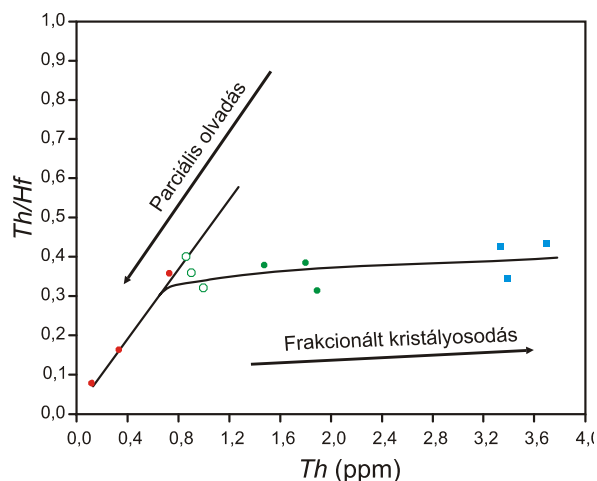
A Harker diagramok (és a korábbi geomatematikai feldolgozás) alapján a magmás differenciációban felvázolt különbségekhez hasonlóan mutatnak a csoportok 3-3 mintája alapján számított átlagos, kondritra normált (EVENSEN & TSAI., 1978) REE spektrumok is (IV.17.a. ábra). Ez alapján a megközelítés szerint is a xenolitok képviselik a legprimitívabb kőzeteket, mivel az amfibolos gneisz csoport mintái gazdagabbak LREE-ben, míg a gránátos amfibolitok jelentős LREE és HREE növekedést mutatnak. Figyelembe véve másrészt a Harker diagramok eredményeit, valamint a többelemes diagramoknak azt a jellegzetességét, miszerint az *A* és *B* csoportok mintái között HREE koncentrációban nincs lényeges eltérés, inkább feltételezhető a *B* csoport (xenolitok) kimerülése, semmint az *A* csoport mintáinak gazdagodása a könnyű ritka földfémekben. Valójában $(Yb)_N$ és $(Lu)_N$ értéke kisebb az A_2 csoportban, mint a *B*-ben.



IV.17. ábra – Az amfibolit csoportok átlagos kondrit (a; Evensen & Tsai., 1978) és N-MORB (b; Sun & McDonough, 1989) normalizált ritkaföldfém spektrumai. (jelek, mint a IV.16. ábrán)

Az N-MORB (SUN & McDONOUGH, 1989) normalizált spektrumok is hasonló tendenciát mutatnak (IV.17.b. ábra); az A és B csoport mintái között lényeges eltérés csak a Th, Nb, La és Ce normált mennyiségében mutatható ki. Feltűnő a kismértékű Eu és a kiugró Sr pozitív anomália a xenolit mintákban, ami a premetamorf magmás kőzetben egykori plagioklász kumulátumok jelenlétére utalhat. A vizsgált granoblasztos szövetű amfibolitokban viszont nincs nyoma a földpátdúsulásnak; jelenleg túlnyomó részben amfibolból állnak. A 10% alatti plagioklász tartalom pedig nem indokolja a tapasztalt Sr és Eu-anomáliát.

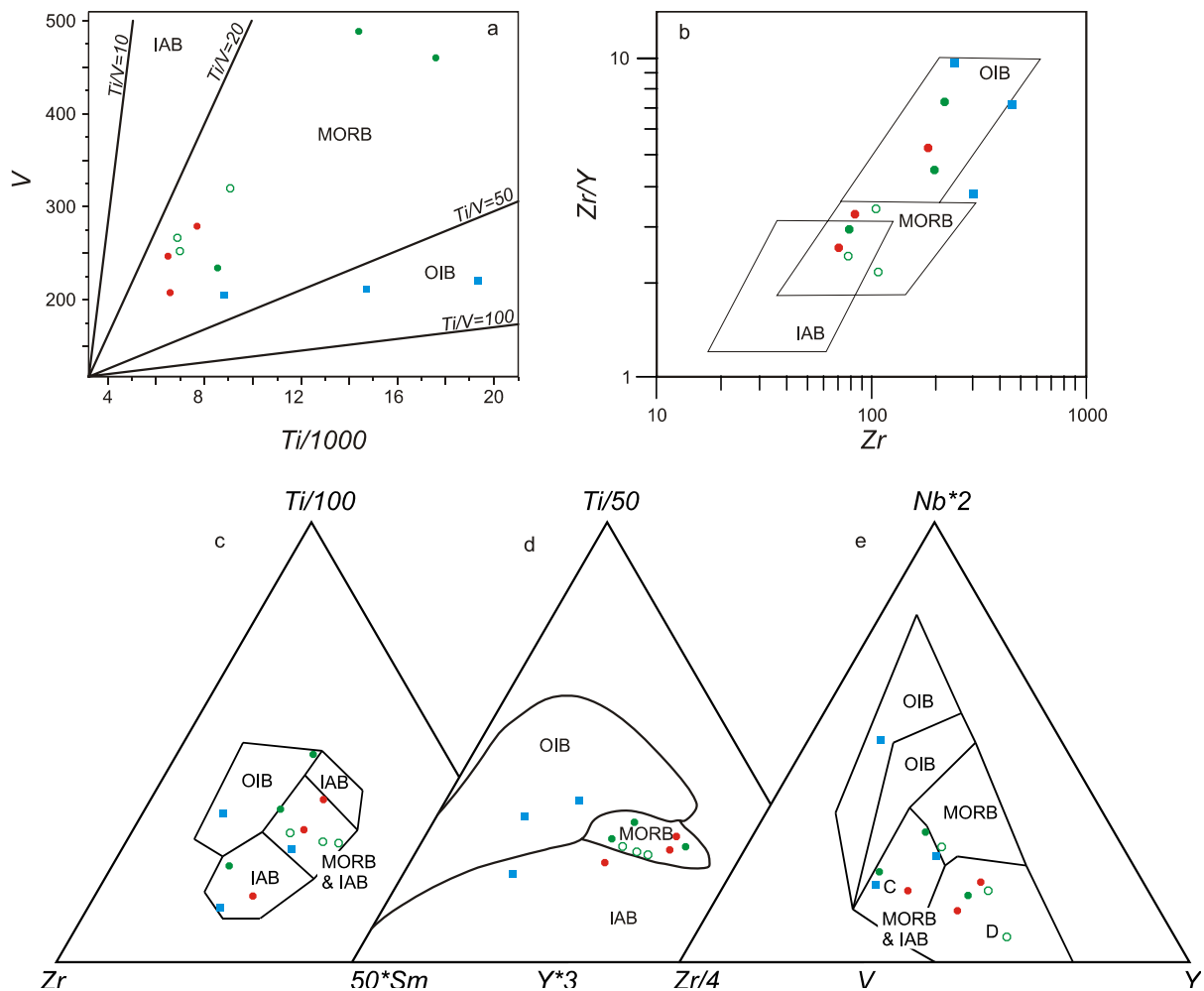
Természetes olivin gabbrón végzett magas nyomású kísérletekkel YAXLEY & SOBOLEV (2007) igazolták, hogy a földpát átalakulásával keletkező klinopiroxénben a plagioklászéhoz hasonló Sr és Eu-anomália mutatható ki. Hasonló jelenséget, azaz kevés földpátot tartalmazó kőzetben plagioklász kumulációra utaló nyomelem spektrumot tapasztaltak SOBOLEV & TSAI. (2000), PIETRUSZKA & TSAI. (2002), valamint CESARE & TSAI. (2002) is. A csak a kémiai szignálban megjelenő szellem („ghost”) plagioklász értelmezésük szerint arra utal, hogy az óceáni gabbrók a szubdukció során lezajló magas nyomású felülbélyegzés során is képesek megőrizni eredeti kémiai tulajdonságaik egy részét. Feltételezésünk szerint az OG amfibolit zárványainak egy része hasonló átalakulást szenvedhetett, s ennek köszönhető a nyomelem spektrumban kimutatott pozitív Sr- és Eu anomália. Bár ezekben a kőzetekben a magas nyomású átalakulásnak nem minden esetben maradtak szöveti bizonyítékai, a vizsgált zárványok között több retrográd eklogit mintát is azonosítottunk.



IV.18. ábra – Az amfibolit csoportok helyzete a Th-Th/Hf diagramon (Minster & Allégre, 1978). (jelek, mint a IV.16. ábrán)

A minták helyzete a Th – Th/Hf (MINSTER & ALLÉGRE, 1978) diagramon azt mutatja, hogy az amfibolos biotitgneisz és a gránátos amfibolit minták protolitja hasonló mértékű parciális olvadást és különböző mértékű frakcionációt reprezentáló bazalt lehetett (IV.18. ábra). A xenolitok fejlődése ezekétől bizonyosan eltérő volt. A korábbiakat is figyelembe véve a parciális olvadást jelző egyenes menti helyzetük eltérő mértékű újra olvadást és így inkompatibilis elemekben való kimerülést jelez. Mindezek alapján a vizsgált xenolitok geokémiai jellegük alapján egyes nebulitokhoz hasonló evolúciót mutatnak (pl. JUNG & TSAI., 1999).

Az amfibolit típusok premetamorf kőzeteinek keletkezési helyét tradicionális diszkriminációs diagramokon vizsgálhatjuk (IV.19. ábra). Ezek (Ti – Zr – Y, PEARCE & CANN, 1973; Zr – Zr/Y, PEARCE & NORRY, 1979; Nb – Zr – Y, MESCHÉDE, 1986; Ti – V, SHERVAIS, 1982, Ti – Sm – V, VERMEESCH, 2006) alapján az A és B csoport protolitja feltehetően MOR bazalt, az alacsony-K sorozat kőzetei nem valószínűek. A negatív Zr-anomália hiánya, valamint a magas Ti/V arány szintén a MORB keletkezést valószínűsíti (PEARCE, 1975; SHERVAIS, 1982; EMMET, 1987; SAUNDERS & TSAI., 1988). Másrészt, a negatív Nb-anomália (A_2 csoport), a $La/Nb > 1$ arány szubdukcióhoz kapcsolódó keletkezésre utal; a $Th/La = 0.05 - 0.15$ alakul, ami átfed az ív bazaltok (> 0.1) és a N-MORB bazaltok (~ 0.07) jellegzetes tartományai között (SUN, 1980; SAUNDERS & TARNEY, 1984).



IV.19. ábra – Az amfibolit csoportok protolitjának meghatározására alkalmazott diszkriminációs diagramok. a) Ti – V (Shervais, 1982); b) Zr – Zr/Y (Pearce & Norry, 1979); c) Zr – Y – Ti (Pearce & Cann, 1973); d) Sm – V – Ti (Vermeesch, 2006); e) Zr – Y – Nb (Meschede, 1986) (jelek, mint a IV.16. ábrán)

E két bazalt típus geokémiai jellegzetességei markánsan keverednek az ív-mögötti T-MORB karakterű tholeiitek esetében (SAUNDERS & TARNEY, 1984). Ezt a lehetőséget további diszkriminációs diagramok (Th – La, Nb – La; GILL, 1981; Th – Hf – Ta, Th – Hf – Nb, Th – Zr – Nb; WOOD, 1980; Zr/Nb – Zr/Y – Y/Nb, FODOR & VETTER, 1984; Ti/Zr – Zr, WOODHEAD & TSAI, 1993) is alátámasztják arra utalva, hogy az A csoport amfibolitjai átmeneti helyzetben vannak a N-, és E-MORB típusok között. A gránátos amfibolitok esetében a másik két mintacsoportra jellemzőnél nagyobb mértékű frakcionáció mellett lemezen belüli affinitás is valószínűsíthető.

Mindezek alapján az egyes amfibolit típusok protolitja az alábbiakban jellemezhető:

Az *OG* egység bázikus xenolitjai geokémiai karakterüket tekintve különböző mértékű parciális olvadás utáni reziduális kőzetek; nebulitok. Az olvadás eredményeként jelentős mértékben kimerültek LREE és további inkompatibilis elemekben.

Az *AG* egység amfibolitjai a jellegzetes tholeiites frakcionációs trend és a megfelelő elemarányok alapján ív-mögötti medence T-MORB bazaltjai.

Az *SG* egység gránátos amfibolitjai bár geokémiai jellegüket tekintve hasonlítanak az előző csoport mintáira, azoknál jóval frakcionáltabbak. Valószínűsíthető sztratigráfiai helyzetüket is figyelembe véve mindezek alapján a szillimanitos gneisz egység teléres képződményei lehetnek.

IV.1.3. TERMOBAROMETRIA

IV.1.3.1. ÁSVÁNYKÉMIA

IV.1.3.1.1. ORTOGNEISZ

Az ortogneisz poligonális szövetű mátrixában a K-földpát és a plagioklász is gyakori elegyrész. A K-földpát közel tiszta összetételű ($Ab < 6\%$), a perem felé enyhe K-növekedéssel ($Or_{94} \rightarrow Or_{98}$). A szemcsék gyakran An_{20} körüli mirmekites plagioklász zárványokat zárnak magukba, melyek K-földpáttal alkotott határán keskeny albit zóna megjelenése általános. A mátrix plagioklászok magja An_{35-40} összetételű, míg a perem felé növekszik az albit mennyisége (An_{20-22}) (IV.4.1. táblázat).

A biotitra $Mg/(Fe+Mg) \sim 0.45-0.65$, $Ti \sim 0.15-0.25$ a jellemző, a Tschermak molekula aránya kicsi ($Si \sim 2.7-2.9$), az $Al^{tot} \sim 1.3-1.6$; a Na mennyisége elenyésző. Néhány nagyméretű, relik biotit szemcse magjában ettől jelentősen eltérő ($Ti > 0.4$) összetétel detektálható. A néhány ortogneisz mintában megjelenő fehér csillám lényegében tiszta muszkovit ($Si \sim 3.2$; $Na/(Na+K) \sim 0.05$). A kis mennyiségű szeladonit szélsőtagban a Fe és a Mg mennyisége közel azonos; $Mg/(Fe+Mg) \sim 0.50$ (IV.4.2. táblázat).

A klinopiroxén xenokristályok összetétele szélsőségesen változik a vizsgált minta (Fu-12) különböző szemcséinek esetében. A diopszid-hedenbergit összetételű szemcsékben ($Wo_{33-45}En_{27-35}Fs_{22-30}Ac_{0-4}$) rendszerint a perem felé növekvő Wo és csökkenő En tapasztalható. A viszonylag változatos összetétel ellenére a Cr mennyisége elhanyagolható; a Ti mennyisége általánosan alacsony ($TiO_2 \sim 0.02 - 0.12$); a $MnO \sim 0.5 - 0.8$; a $Na_2O \sim 0.6 - 0.9$ értékek között változik (IV.4.3. táblázat).

Számos ortogneisz minta tartalmaz amfibol xenokristályokat, helyenként klinopiroxén szemcsék köré növe. Az amfibol mindkét szöveti helyzetben a gneisz földpát és kvarc szemcséivel érintkezik, s összetétele is hasonló a vizsgált mintákban. A minden esetben Ca-amfibol szemcsékre az egyes minták mérései a hastingsitre, tschermakitra jellemző magbéli összetételtől ($\text{Si} \sim 6$) a Mg-hornblende felé széles intervallumban jelentkeznek. Azonos szemcséken belül a perem felé történő Si növekedés és Al^{tot} , valamint Ti csökkenés a jellemző. A szemcsék magja egységesen az $\text{Al}^{\text{VI}} \sim 0.2-0.5$, $\text{Mg\#} \sim 0.4-0.5$, $\text{Na}^{\text{M4}} \sim 0.2$, és $(\text{Na}+\text{K})^{\text{A}} < 0.4$ közeli összetételű. Az üde szemcsékben a perem felé csökkenő tsch és ed komponens, s így Mg-hornblende összetétel a jellemző ($\text{Si} \sim 6.6-7.0$) (IV.4.4. táblázat). Az amfibol xenokristályok zárványaiként megjelenő földpátok magja $\sim \text{An}_{20}$ összetételű; a földpát-amfibol határon keskeny albit-oligoklász zóna jelenik meg.

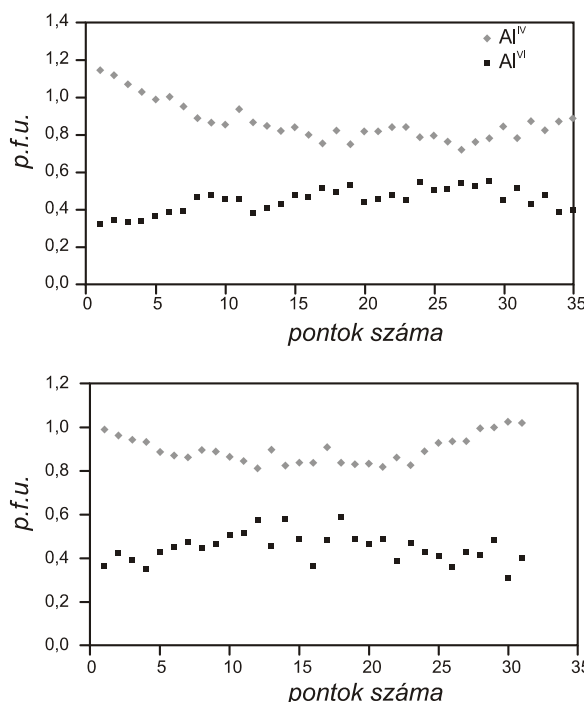
A különböző minták gránát xenokristályai rendkívül változatos összetételt mutatnak (IV.4.5. táblázat). Előfordulnak a perem felé növekvő Fe és Mg, valamint csökkenő Mn normál zónásságot mutató szemcsék ($\text{Alm}_{55}\text{Sps}_{23}\text{Grs}_{18}\text{Prp}_4 \rightarrow \text{Alm}_{75}\text{Sps}_0\text{Grs}_{15}\text{Prp}_{10}$), míg a egyes amfibol xenokristályok zárványaiként megjelenő kisméretű gránát szemcsék összetételét $\text{Alm}_{47-49}\text{Sps}_{15-17}\text{Grs}_{30-32}\text{Prp}_{4-5}$ jellemzi. Nem ritka az ortogneiszben a részben, vagy teljesen kloritosodott gránát xenokristály sem. A helyettesítő klorit ebben a szöveti helyzetben klinoklór összetételű ($\text{Al}^{\text{tot}} > 5$, $\text{Al}^{\text{IV}} \sim 2.5$, $\text{Mg}/(\text{Fe}+\text{Mg}) \sim 0.5$). A kloritosodó gránátot körülvéő biotitban $\text{Mg}/(\text{Fe}+\text{Mg}) \sim 0.5$, $\text{Ti} < 0.2$ a jellemző, a $\text{Si} \sim 2.8 - 3.2$ (IV.4.6. táblázat).

Az epidot szemcsék jelentős mértékű zónásságot nem mutatnak $\text{Al}/(\text{Al}+\text{Fe}^{3+}) \sim 0.8$ mellett (IV.4.7. táblázat). Az ortogneisz ilmenit kristályaiban rendszerint alacsony, $\sim 3\%$ a pirofanit aránya (IV.4.8. táblázat).

Az ortogneisz xenolitjai közül eklogit, granulit és gránátos amfibolit mintákat elemeztünk részletesen.

A két részletesen vizsgált eklogit mintában az eredeti összetételre utaló klinopiroxén szemcsék nem találhatók. A rekrisztallizálódó amfibolok apró, $\text{Di}_{70-75}\text{Hd}_{25-30}\text{Jd}_{0-3}$ összetételű piroxén szemcséket tartalmaznak zárványként. A két minta gránát szemcséi kissé eltérő összetételt mutatnak. A szimplektites mintában (Köl-5) csak fragmentumaiban megőrződött szemcsék egységesen $\text{Alm}_{46}\text{Prp}_{30}\text{Grs}_{23}\text{Sps}_1$ anyagúak. Az üdébb eklogit mintában (Szarvas-16) a gránát $\text{Alm}_{40-43}\text{Prp}_{35-38}\text{Grs}_{20-25}\text{Sps}_{1-2}$ összetételű, számottevő zonáció nélkül (IV.5.1. táblázat). Mindkét mintában a mátrixban, valamint az amfibol zárványaként megjelenő fengit esetében $\text{Si} \sim 3.3 - 3.4$ ($\text{Si}_{\text{max}} = 3.5$), $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}) \sim 0.6-0.7$ jellemző, alacsony Na és Ti mellett (IV.5.2. táblázat). A kianit elenyésző mennyiségű vasat tartalmaz, a klorinozoitban a $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Al}) \sim 0.03 - 0.13$ között változik.

Az amfibol-plagioklász anyagú szimplektit amfibolja Mg-hornblende összetételű, a nagyobb szemcsék tschermakit anyagúak. Az amfibol szemcséktől a szimplektit felé az Al^{IV} $1.9 \rightarrow 0.8$; az Al^{VI} $0.9 \rightarrow 0.1$; a $(Na+K)^A$ $0.4 \rightarrow 0.0$ csökken, míg a $Na^{M4} \sim 0.1 - 0.4$, nem mutat változást (IV.5.3. táblázat). A szimplektitben a plagioklász szemcsék összetétele albit-oligoklász (An_{1-7}), a nagyobb méretű, rekristallizálódott szemcsék pereme felé An_{37-47} összetételű (IV.5.4. táblázat).



IV.20. ábra – Jellemző perem-perem Al^{IV} és Al^{VI} szelvények a szarvasi eklogit xenolit amfibol porfiroblasztaiban (a pontok távolsága mindkét szemcse esetében 5 mikron)

Az eklogit mintában a kianitot körülvevő fehér csillám anyagú kettős koronában belül margarit, kívül muszkovit ($Si < 3.0$) található; esetenként az eklogit paragenézis fengit szemcséit is margarit övezi (IV.5.5. táblázat). A titanit Al-tartalma igen alacsony, lényegében tiszta összetételűnek tekinthető. A részben vagy teljesen földpáttal helyettesített gránátok, a fehér csillám koronás kianit és fengit szemcsék nagyméretű amfibol táblákban zárványokat alkotnak. Ezen amfibolok kivétel nélkül barroisit összetételűek; bennük a perem felé növekvő Al^{IV} ($0.7 \rightarrow 1.3$), valamint csökkenő Al^{VI} ($0.6 \rightarrow 0.35$) és Na^{M4} ($0.35 \rightarrow 0.15$) detektálható (IV.5.6. táblázat, IV.20. ábra).

A vizsgált felzikus granulit xenolit gránátjaiban rendszerint feltűnően alacsony a grosszulár molekula részaránya ($Sps_{1-2}Alm_{63-69}Prp_{21-26}Grs_{5-8}$). A gránátra igen kis mértékű zónásság a jellemző, ami főleg a peremeken enyhe Mn és Fe növekedés, valamint Mg csökkenés formájában tapasztalható (IV.6.1. táblázat).

A mátrix biotit magjára $Mg/(Fe+Mg) \sim 0.5$ a jellemző összetétel; a $Ti = 0.40 - 0.47$, a $Si \sim 2.7-2.8$, az $Al^{tot} \sim 1.4-1.6$, $Na \sim 0.1-0.2$ körül változik. A nagyméretű szemcsék pereme, illetve a kisméretű biotit lemezek összetétele ettől markánsan eltér; a $Ti = 0.25-0.30$ között változik $Mg\# \sim 0.5$ mellett (IV.6.2. táblázat). Az elsősorban a gránátok zárvényaiként megjelenő fengit szemcsék esetében $Si \sim 3.2 - 3.45$ (IV.6.3. táblázat). A granulit xenolit mátrix amfibol szemcséi hastingsit összetételűek $Si \sim 6.3$, $Al^{tot} \sim 1.9$, $Mg\# \sim 0.35$, $Na^{M4} \sim 0.25$, $(Na+K)^A \sim 0.5-0.6$ mellett (IV.6.4. táblázat).

A speciális szöveti helyzetben megjelenő cordierit vasban gazdag, $Mg/(Mg+Fe+Mn) \sim 0.33$, $Mn \sim 0.03$, míg a $Na \sim 0.04$ (IV.6.5. táblázat). A kianit körül megjelenő spinell korona hercinthez közeli összetételű ($Fe/(Fe+Mg) \sim 0.8$). A Mn, Cr, Zn mennyisége elenyésző a mért spinell szemcsékben (IV.6.5. táblázat).

Földpát három szöveti helyzetben található a kőzetben. Gránát zárványaként mind plagioklász ($An_{35-42}Ab_{56-64}Or_{1-8}$), mind K-földpát előfordul. A mátrix földpátok jelentős része plagioklász, viszonylag állandó összetétellel ($An_{18-20}Ab_{78-80}Or_2$). A gránát koronájában $An_{33-40}Ab_{56-58}Or_{3-8}$ a jellemző plagioklász (IV.6.6. táblázat).

Az egyetlen részletesen vizsgált gránátos amfibolit xenolit amfibolja hastingsit ($Si < 6.2$, $Al^{VI} \sim 0.4$), esetenként edenit ($Si \sim 6.5 - 6.8$; $Al^{VI} \sim 0.5 - 0.7$; $Na^A \sim 0.5 - 0.7$) összetételű peremmel (IV.7.1. táblázat). A gránát $Sps_{0-3}Alm_{51-57}Prp_{10}Grs_{30-35}$ összetételű; a pontmérések alapján a magban alacsony Mn és magas Fe értékkel (IV.7.2. táblázat). Az amfibollal egyenes határ mentén érintkező plagioklász $\sim An_{40}$.

IV.1.3.1.2. SZILLIMANITOS BIOTITGNEISZ

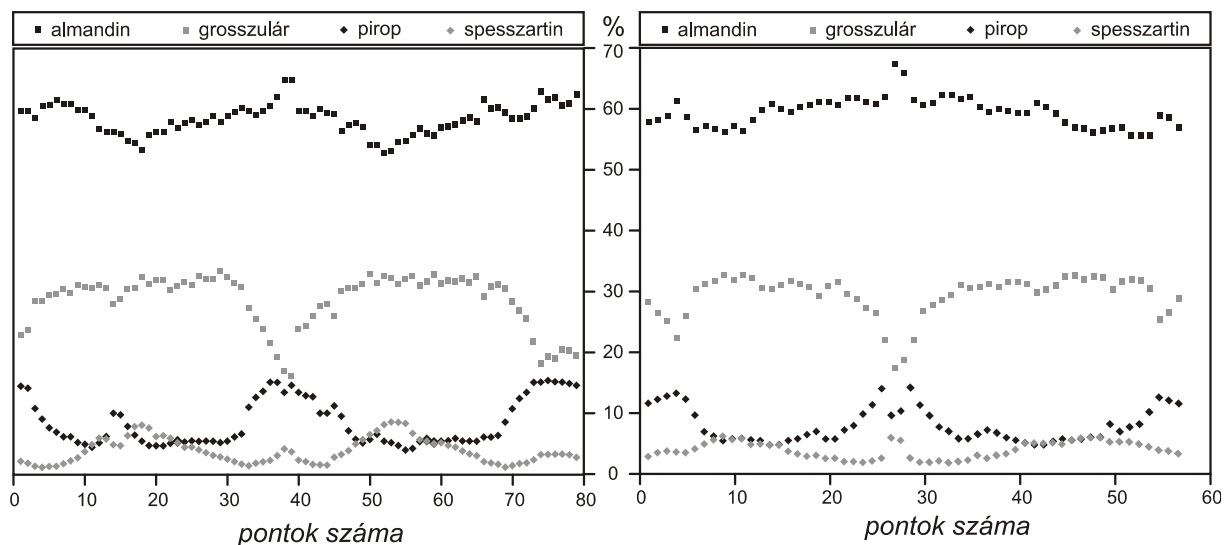
Négy szillimanitos gneisz minta adatai alapján a biotit $Fe/(Fe+Mg)$ aránya rendkívül széles határok között változik, bár minden egyes minta esetében igen szűk intervallumon belül alakul ($0.45-0.48$; $0.65-0.68$). Hasonlóan viselkedik a Si is; míg egy mintában $Si \sim 2.44-2.64$, ugyanazon fúrás más fúrómagjának biotitjára $Si \sim 2.68-2.78$. Viszonylag állandó ugyanakkor az Al^{tot} ($1.5-2.0$) és az általában kis mennyiségben jelenlévő Ti ($0.1-0.3$) (IV.8.1. táblázat).

A vizsgált minták gránát szemcséi rendszerint intenzíven deformáltak, rezorbeáltak, így a mag-perem viszonyok nehezen meghatározhatók. Ezért a gránát szemcsékből kizárólag pontmérések készültek. A négy vizsgált mintában a gránátok összetétele markánsan eltér mind egymástól, mind a mintákon belül az egyes szemcsék esetében ($Sps_{16-22}Alm_{64-69}Prp_{7-11}Grs_{3-5}$, $Sps_{6-10}Alm_{55-62}Prp_{13-19}Grs_{13-22}$, $Sps_{2-4}Alm_{77-79}Prp_{12-14}Grs_{5-6}$, IV.8.2. táblázat).

A szillimanitos gneisz plagioklász földpátja $An_{22-27}Ab_{69-77}Or_{1-5}$ összetételű, kicsit savanyúbb, mint a gránát zárványaként megjelenő plagioklászok (An_{30-35}). A mátrix alkáli földpát közel tiszta ortoklász ($An_{0-1}Ab_{6-8}Or_{91-94}$) (IV.8.3. táblázat).

A több fúrás anyagának tanúsága szerint a szillimanitos gneisszel együtt megjelenő gránátos amfibolit legjellegzetesebb fázisát a nagyméretű, rezorbeált gránátok alkotják. A szemcsék nagyon karakteres, összetett zonációs mintázatot mutatnak; bentről kifelé $Alm_{65}Prp_{14}Grs_{17}Sps_4$, $Alm_{60}Prp_{10}Grs_{28}Sps_2$, $Alm_{53}Prp_5Grs_{33}Sps_9$, $Alm_{60}Prp_9Grs_{31}Sps_1$ és $Alm_{63}Prp_{15}Grs_{19}Sps_3$ összetételű zónák követik egymást (IV.9.1. táblázat, IV.21. ábra). A mátrix amfibolok magjára pargazitós összetétel ($Al^{IV} > 1.8$, $Al^{VI} \sim 0.7$, $Na^{M4} \sim 0.2$, $(Na+k)^A \sim 0.6$) jellemző; peremük, s a kisebb méretű szemcsék tschermakit, Mg-hornblende

összetételűek (IV.9.2. táblázat). A gránát zárványaként megjelenő plagioklász szemcsék összetétele An_{20-30} körüli, míg a mátrix földpátok anortit tartalma lényegesen alacsonyabb ($<An_5$) (IV.9.3. táblázat). Az ilmenit pirofanit tartalma alacsony ($\sim Ilm_{95}$).



IV.21. ábra – Összetett zónásságra utaló gránát profilok a gránátos amfibolit gránátjában. (a pontok távolsága mindkét szemcse esetében 5 mikron)

IV.1.3.1.3. AMFIBOLOS BIOTITGNEISZ

Az amfibolos biotitgneisz amfibolit tagjaiban a mátrix tschermakit összetételére $Al^{IV} \sim 1.6$, $Al^{VI} \sim 0.7$, $Na^{M4} \sim 0.2$, míg a Mg-hornblendére $Al^{IV} \sim 1.1$, $Al^{VI} \sim 0.6$, $Na^{M4} \sim 0.2$ és alacsony Ti-tartalom jellemző. A szemcsék szegélyén megjelenő tremolit, ill. tremolitos hornblende szegély esetében $Al^{IV} < 0.8$, $Al^{VI} \sim 0.0$, $Na^{M4} \sim 0.0$ (IV.10.1. táblázat). A mátrix plagioklász szemcsék magjának összetétele An_{30-40} között változik, melyet széles albit-oligoklász perem szegélyez (IV.10.2 táblázat). A rendszerint kisméretű gránát szemcsék összetétele viszonylag állandó ($Alm_{50}Prp_{10}Grs_{30}Sp_{10}$) (IV.10.3. táblázat).

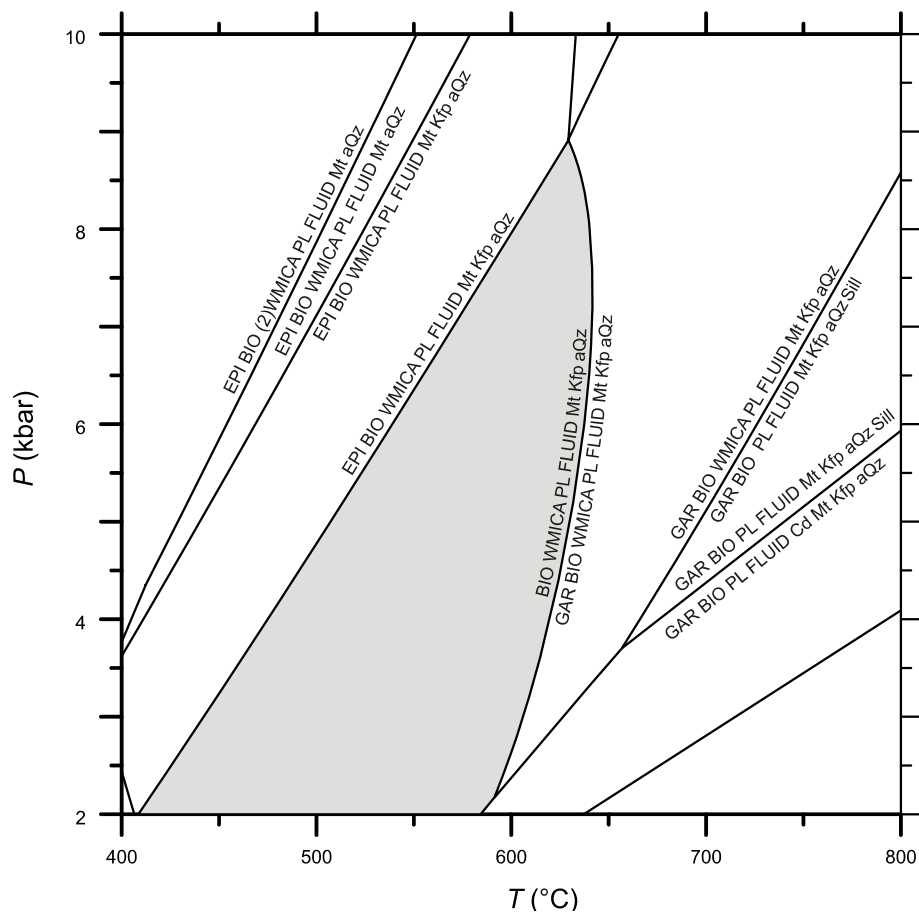
Az alacsony hőmérsékletű felülbélyegzés hatását az amfibol és földpát szemcsék továbbnövekedése (aktinolit, illetve albit) mellett a klorit, a titanit, az epidot, a prehnit és a pumpellyit mátrixban, esetenként a prehnit vékony litoklázisok mentén való megjelenése mutatja. Mind a mátrixban, mind az érben megjelenő prehnit összetétele meglehetősen állandó (IV.10.4. táblázat), a pumpellyitben az $Mg/(Mg+Fe) \sim 0.5$, míg az $Al/(Fe+Al) \sim 0.9$ körül alakul (IV.10.5. táblázat). Az epidotban $Al/(Fe+Al) \sim 0.7$ (IV.10.5. táblázat), a titanitban $Al+Fe^{3+} < 0.1$ (IV.10.6. táblázat). A klorit jellemzően klinoklór összetételű $Al^{IV} \sim 2.0 - 2.5$ mellett (IV.10.7. táblázat).

*IV.1.3.2. TERMOBAROMETRIA**IV.1.3.2.1. ORTOGNEISZ*

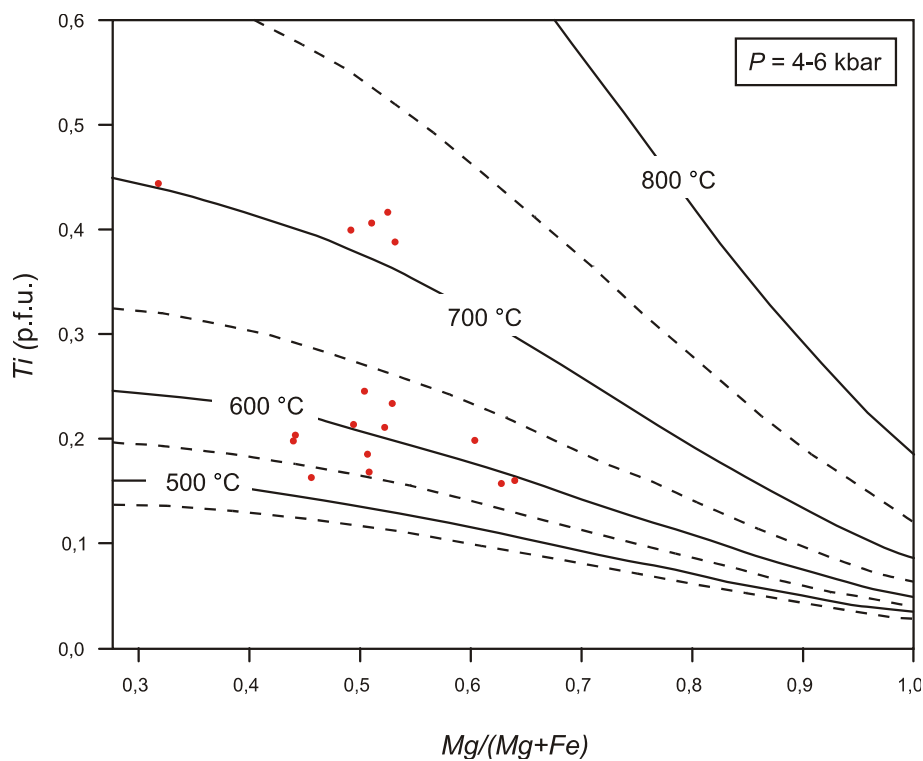
Az ortogneisz termobarometriai modellezését jelentősen megnehezíti, hogy a xenokristály-mentes gneisz típus ásványos összetétele rendkívül primitív, lényegében kvarc, kétféle földpát és csillám (rendszerint biotit) alkotja. A metamorfózis fizikai körülményeit ilyen összetétel esetén az Al-ban viszonylag gazdag, ezért muszkovitot is tartalmazó mintákban egyes diagnosztikus ásványok (gránát, kianit, szillimanit) hiánya alapján lehet közelítőleg megbecsülni. Más jellegű problémát okoz az idegen eredetű ásványszemcsék, szemcsehalmazok jelenléte, hiszen ezek egyrészt őrzik saját eredeti összetételüket, másrészt bizonyosan befolyásolták a szemcse környezetének kémiai, s így ásványos felépítését is. Ennek tudható be, hogy a piroxén xenokristályokat mindig amfibol övezi; az amfibol xenokristály tartalmú ortogneiszekben gyakori a titanit és az epidot megjelenése; a relik, kloritosodott gránátok biotittá alakulnak.

Az ortogneiszek P - T fejlődésének modellezése során mindezek alapján első lépésben a muszkovit-tartalmú minták DOMINO/THERIAK (DE CAPITANI, 1994) modellezését célszerű elvégezni, hiszen megfelelő metamorf viszonyok között itt számíthatók az említett index ásványok megjelenésének viszonyai. Több minta elemzése alapján az adott teljes kémiai összetételek mellett $T > 580$ °C esetén lenne stabil a gránát, s még magasabb hőmérsékleten a szillimanit (*IV.22. ábra*). A két fázis teljes hiánya a metamorfózis $T_{max} < 580$ °C körülményeit valószínűsíti.

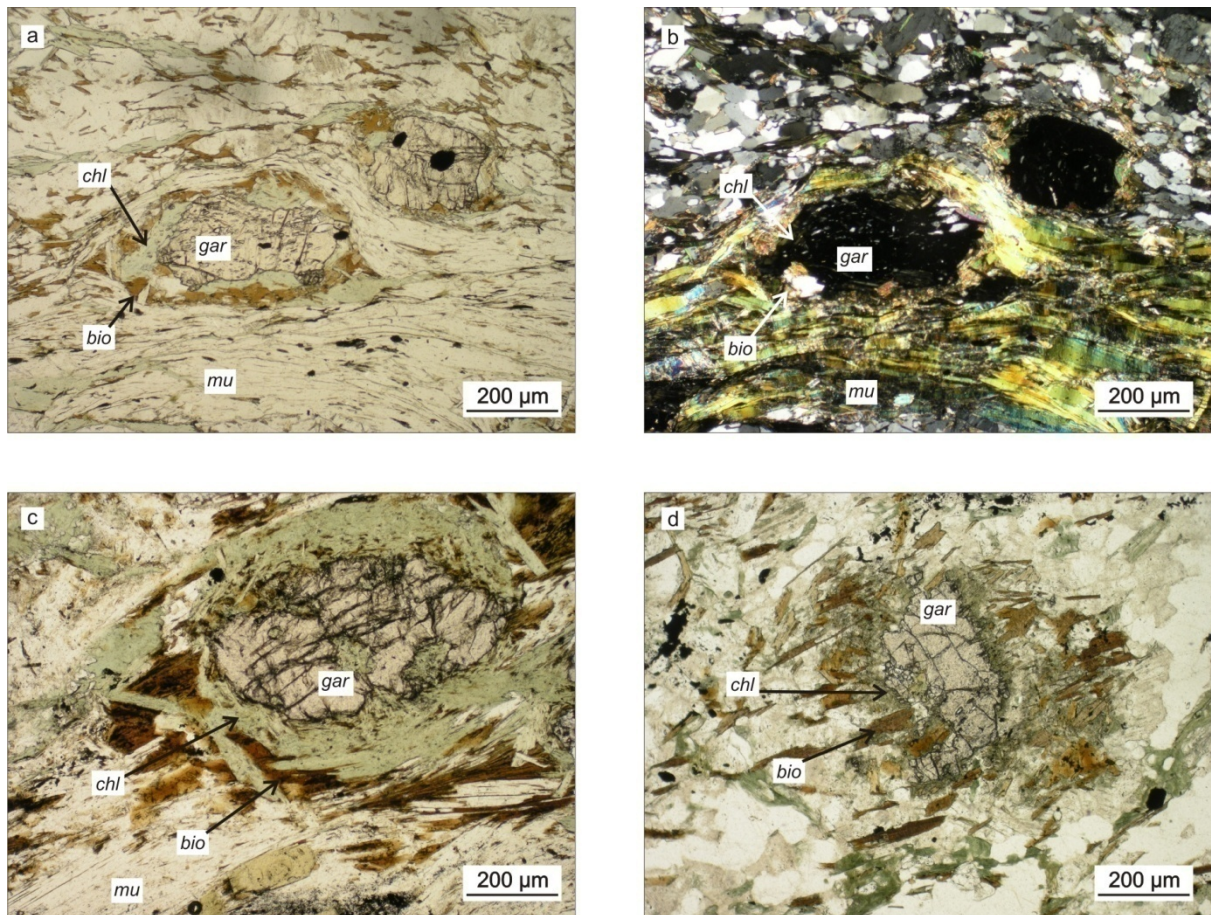
Az irányított helyzetű, így feltehetően metamorf fejlődésű biotit szemcsékre egységesen alacsony Ti-tartalom, és $Mg\# \sim 0.5$ jellemző, ami HENRY & TSAI. (2005) termométere alapján 550-620 °C körüli metamorf átalakulást jelez (*IV.23. ábra*). Az ettől a csoporttól markánsan elkülönülő, magas Ti-tartalmú, és $T > 700$ °C képződésű biotit magok feltehetően magmás reliktumok, esetleg xenokristály eredetűek. Számos vizsgált ortogneisz minta tartalmaz – feltehetően xenokristály eredetű – gránát szemcséket (*IV.3.a. ábra*), melyeket rendszerint biotit kötegek vesznek körül. Egyensúlyi gránát-biotit ásványpárok kialakulására ugyanakkor nincs szöveti bizonyíték, sőt esetenként a biotit a gránát utáni klorit és a mátrix muszkovit reakciótermékének tekinthető (*IV.24. ábra*). A szöveti kép értelmében a gránát szétesése megelőzte a biotit kialakulását, s ez utóbbi progresszív metamorf folyamat során a metamorfózis hőmérséklete nem érte el a gránát keletkezéséhez szükséges értéket. Mindezek miatt a számos gránát-biotit termometriai módszer az ortogneiszek esetében nem használható. A koegzisztens klorit-biotit-muszkovit paragenézis másrészt alkalmas lehet a metamorfózis nyomásának becslésére (BUCHER, 1987). Eszerint – elfogadva, hogy $T \sim 550-620$ °C –, $P \sim 4.2$ kbar-nak adódik.



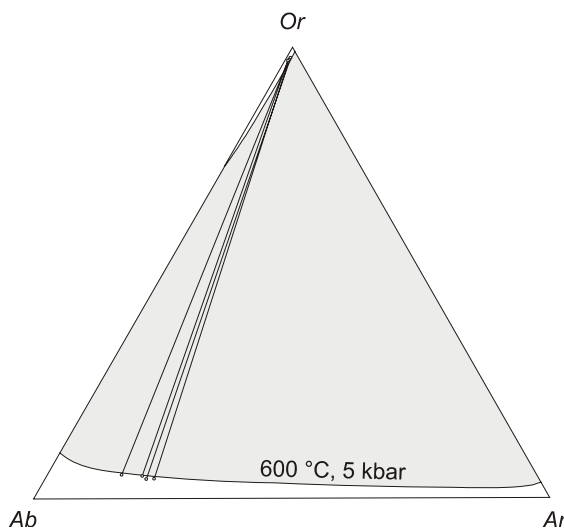
IV.22. ábra – Az ortogneisz jellegzetes DOMINO modellje. (részletek a szövegben)



IV.23. ábra – Az ortogneisz irányított helyzetű biotit szemcséi ~600 °C hőmérsékleten keletkeztek; a rezorbeált szemcsék magasabb hőmérsékletű összetételt őriznek. (Henry & tsai., 2005 alapján)



IV.24. ábra – Kloritosodott gránátot helyettesítő biotit ortogneiszben. a) u.a. (Föl-4, 1N); b) u.a. (+N); c) u.a. (Föl-7, 1N); d) u.a. (Fu-10, 1N)

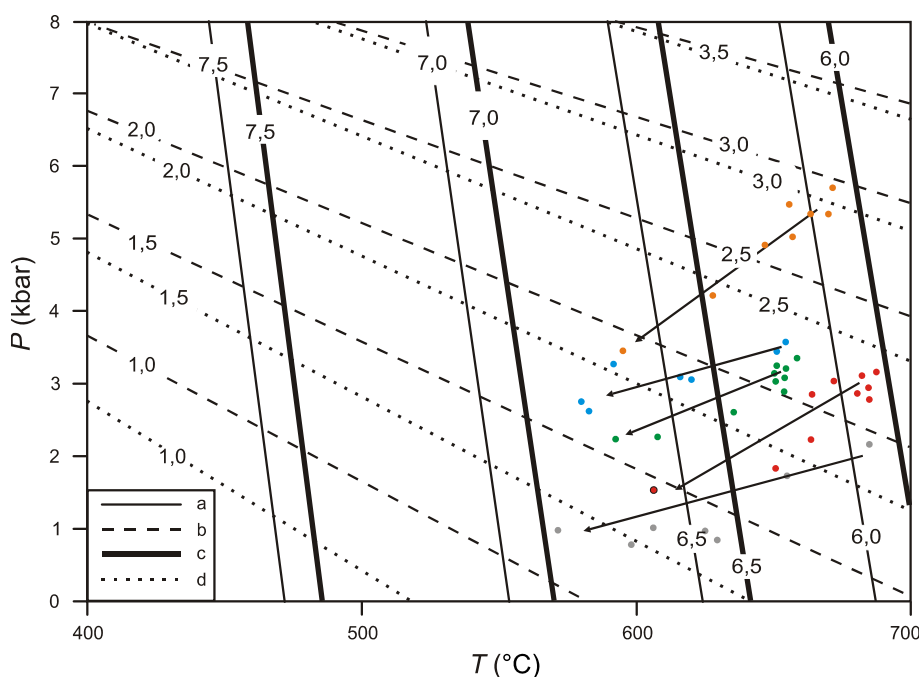


IV.25. ábra – Ortogneisz mátrix földpát-párok peremi összetételei és a számított szolvusz görbe. (600 °C, 5 kbar, Fuhrman & Lindsey, 1988 alapján)

Az ortogneisz mátrixát meghatározó földpátok egymással érintkező peremi összetételei a fentiekkel egyező viszonyok között stabilak. A K-dús alkáli földpát és alacsony An-tartalmú plagioklász párok $T \sim 600\text{ °C}$, $P < 5\text{ kbar}$ állapotra utalnak (IV.25. ábra).

Míg a gránát a vizsgált mintákban nem volt stabil az ortogneisz metamorf viszonyai között, az amfibol szemcsékben a kimutatható markáns összetétel változás az ásvány rekristallizációjára utal.

Az összes vizsgált minta amfibol xenokristályait egy diagramon ábrázolva (IV.26. ábra, GERYA & TSAI., 1997) a különböző minták esetében hasonló metamorf viszonyokra utaló magok, és a szemcsék peremére jellemző Mg-hornblende Si \sim 6.6-7.0 és $Al^{tot} \sim$ 1.6-1.8 összetételek között folyamatos trendek rajzolódni ki. Ez a metamorfózis fizikai viszonyait tekintve $T \sim 660-680 \rightarrow 580-620$ °C és $P \sim 3.0-4.5 \rightarrow 2.0-3.5$ kbar viszonyokat jelez. Ugyanezen amfibol peremek a mátrix plagioklászokkal ($\sim An_{20}$) együtt – figyelembe véve, hogy az amfibol xenokristályok környékén a gneiszben gyakori az epidot megjelenése – 580-620 °C hőmérsékletet és 5-6 kbar nyomást adnak a PLYUSNINA (1982) féle grafikus módszer alapján. SPEAR (1980) termobarométere némileg alacsonyabb hőmérsékletet ($\sim 530 \pm 20$ °C) eredményez.



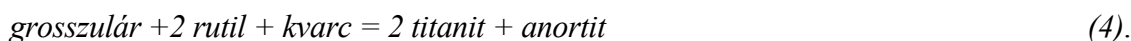
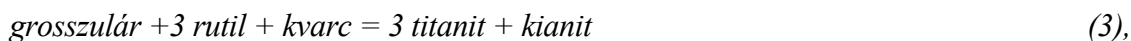
IV.26. ábra – Különböző ortogneisz minták amfibol xenokristályainak helyzete Gerya & tsai. (1997) diagramján. A nyilak a mag-perem irányokat jelölik. (a: Si p.f.u. $X_{Mg} = 0$ esetén; b: Al^{tot} p.f.u. $X_{Mg} = 0$ esetén; c: Si p.f.u. $X_{Mg} = 1$ esetén; d: Al^{tot} p.f.u. $X_{Mg} = 1$ esetén)

A klinopiroxén xenokristályok összetételében a jadeit komponens rendkívül kis mennyisége, valamint az elhanyagolható Cr-tartalom alacsony nyomású viszonyokra utal. A kizárólag klinopiroxént (ensztatit a Cpx-ben) alkalmazó termometriai megközelítés (NIMIS & TAYLOR, 2000) alapján – 2-5 kbar közötti nyomást feltételezve – a vizsgált xenokristályok összetétele $T \sim 810-830$ °C keletkezési hőmérsékletre utal. A piroxén kristályok körül továbbnővekedett amfibol zóna összetétele az amfibol xenokristályok által kirajzolt csökkenő hőmérsékletű trendre illeszkedik.

IV.1.3.2.2. XENOLITOK

Bár a két, részletesen vizsgált retrográd eklogit mintában az eredeti *HP* paragenezisnek csak egyes ásványai őrződtek meg, a metamorfózis viszonyai több-kevesebb bizonytalansággal modellezhetők. Az amfibolok zárványaiként megőrződött diopszid-hedenbergit összetételű piroxén szemcsék bizonyosan nem az eredeti *HP* összetételt tükrözik, így termobarometriai célra nem használhatók. A gránátok átlagos pirop tartalma COLEMAN & TSAI. (1965) klasszifikációja alapján a vizsgált minták B-típusú eklogitnak minősülnek. E definícióval koherens a gránátok magja és a zárvány fengitek közötti Fe/Mg eloszlást alapul vevő termometriai számítás eredménye (GREEN & HELLMAN, 1982; KROGH & RÅHEIM, 1978), mely következetesen 800-820 °C hőmérsékletet eredményez. A fengit Si-tartalma ($Si_{max} = 3.5$) alapján $P \sim 15$ kbar nyomás becsülhető (MASSONE & SCHREYER, 1987).

A *HP* paragenezis szétesésének fizikai viszonyai követhetők egyrészt a gránátot körülvevő, és azt részben helyettesítő plagioklász földpátok keletkezésének modellezésével a $gar + rt + ky + tit + pl + qtz$ ($SiO_2 - Al_2O_3 - FeO - TiO_2 - CaO$) rendszerben, másrészt a $ky + czo + mrg + qtz$ ($SiO_2 - Al_2O_3 - CaO - H_2O$) rendszerben a kianit körül kialakult margarit korona alapján. Az első alrendszerben felírható független reakciók az alábbiak:

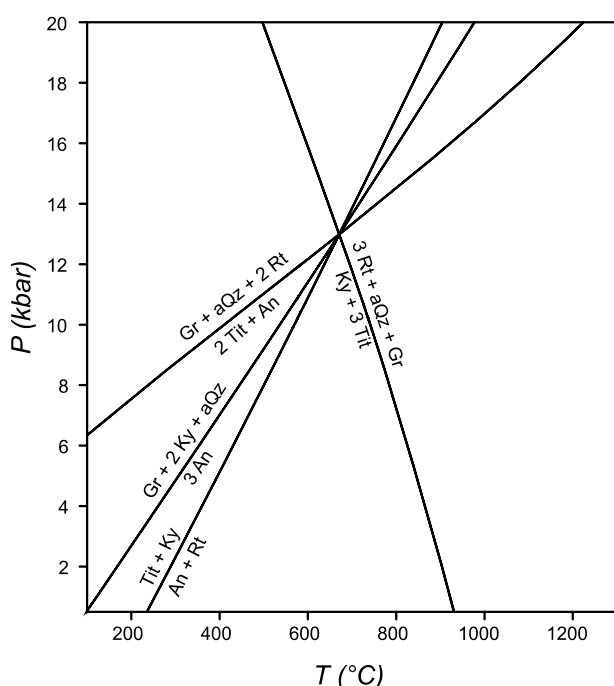


A kianit szétesése a



reakció eredménye lehet.

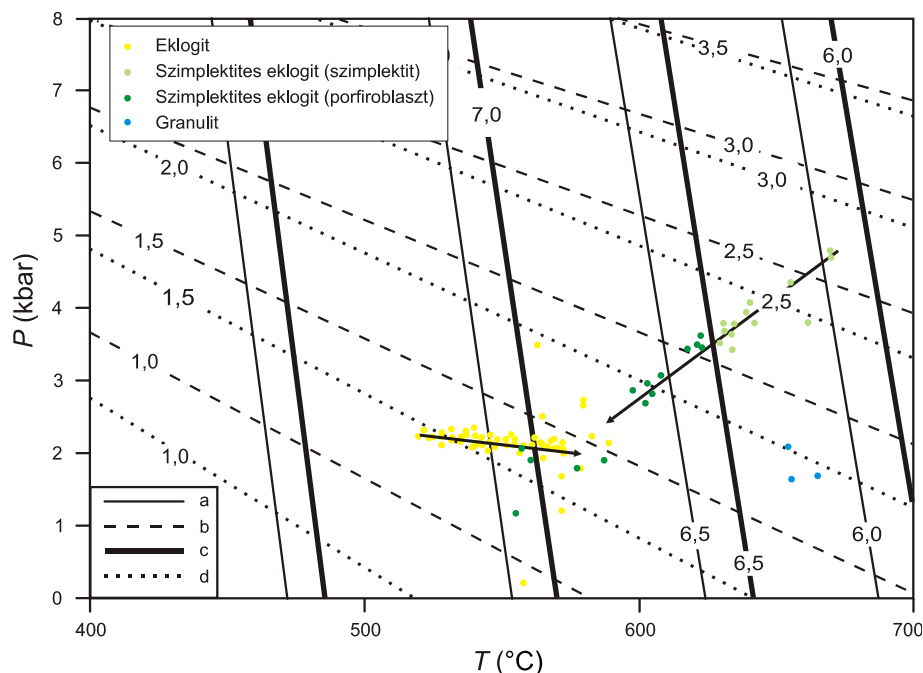
A mért ásvány összetételek ismeretében a TWQ modellező rendszerben vizsgáltuk a fenti reakciók egyensúlyi viszonyait (IV.27. ábra). Kémiai összetételét tekintve a rutil, a kianit, a titanit és a klnozoizit homogénnek tekinthető, míg a modellezés során a gránát (GANGULY & SAXENA, 1984) és a földpát (FUHRMAN & LINDSLEY, 1988) esetében a megfelelő aktivitási modelleket használtuk. Az (1) – (4) reakciók esetében a négy reakcióegyenes metszéspontja jelöli ki a paragenézis egyensúlyi feltételeit, ami minden egyes gránát-plagioklász ásványpár esetében egy-egy P_0 - T_0 pontot jelöl ki az eklogit szétesésének pályáján. A metszéspont helyzetét, s ennek bizonytalanságát a TWQ rendszer INTERSX alprogramjával számoltuk. Négy független esetben a számítás eredménye a $T \sim 680$ - 700 °C, $P \sim 12.8$ - 13.4 kbar, valamint a $T \sim 500$ - 520 °C és $P \sim 8.0$ - 8.9 kbar intervallumba esett.



IV.27. ábra – Az eklogit paragenézis szétesését meghatározó egyensúlyi reakciók helyzete a TWQ modellben a mért ásványösszetételek alapján. (részletek a szövegben)

Az (5) reakció P - T viszonyai meglehetősen bizonytalanok, hiszen az egyensúlyi helyzet alapvetően függ a rendelkezésre álló H_2O mennyiségétől. Az a tény, ugyanakkor, miszerint az eredeti eklogit fáciesű ásványparagenézis jelentős része megőrződött a retrográd folyamat után, viszonylag alacsony H_2O aktivitásra utal. Ezért a modellezést két esetre, $a_{H_2O} = 0.3$, ill. $a_{H_2O} = 0.5$ esetre számítottuk, aminek eredménye szerint a kianit körüli margarit korona kialakulása további hőmérséklet csökkenés eredménye lehet. Ezt támasztja alá a koronában kialakult muszkovit rendkívül alacsony fengit tartalma is.

A következő metamorf fázist nagyméretű amfibolok kialakulása jelzi, melynek szemcséi a retrográd úton átalakult gránátot, kianitot és fengitet zárványként tartalmazzák. Az amfibol szöveti helyzete kétségtelenül igazolja, hogy keletkezését megelőzte a HP fázisok szétesése; kémiai zónássága (a perem felé csökkenő Si, növekvő Na^A ; 4.20. ábra) pedig emelkedő hőmérséklet melletti növekedésre utal. GERYA & TSAI. (1997) termometriai megközelítése szerint az amfibolit fáciesű felülbélyegzés körülményei $T_{max} \sim 600$ °C, $P_{Tmax} \sim 2.5$ kbar lehettek (IV.28. ábra).



IV.28. ábra – Az eklogit és granulit xenolitok amfibol szemcséinek összetétel változása Gerya & tsai. (1997) alapján. A nyilak a mag-perem irányokat jelölik. (a, b, c, d, mint a IV.26. ábrán)

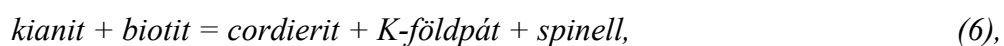
A fentihez hasonló összetételű gránát és fengit szemcsék alapján a szimplektites szövetű eklogit minta (Köl-5) az előzőhöz hasonló P - T viszonyokra utal (~ 800 °C, ~ 15 kbar). Lényegesen eltér ugyanakkor a két mintának az amfibol szemcsék alapján rekonstruálható késői fejlődése. A szimplektites eklogitban a viszonylag nagy méretű amfibol porfiroblasztok összetétele tschermakit, míg a szimplektites szövetet alkotó kisméretű, féregszerű amfibol szemcsék Mg-hornblende összetételűek (Si 6.24 \rightarrow 7.00; Al^{tot} 2.50 \rightarrow 1.00). Hasonló kettősséget mutat a plagioklászok összetételének változása is. Míg a szimplektit földpátja An₁₋₇, a tschermakitos amfibollal együtt megjelenő szemcsék \sim An₄₅ összetételűek. A maximális metamorf fok ezek alapján 680 °C, 4.5 kbar (GERYA & TSAI, 1997, PLYUSNINA, 1982) körül becsülhető, míg a szimplektitesedés ~ 600 °C, ~ 3.0 kbar alatt ment végbe (IV.28. ábra).

A metamorf fejlődés számos egymást követő fázisát megőrizte a Szh-15. fűrés felzikus granulit xenolitja. A legkorábbi állomásra a gránát zárványai (kianit, biotit, fengit, plagioklász, K-földpát, rutil, kvarc) utalnak, ami lényegében azonos a mátrixot meghatározó plagioklász, K-földpát, gránát, biotit, muszkovit, kianit, rutil, kvarc paragenézissel. Bizonyosan a fejlődés későbbi szakaszához köthető a kianit szétesése fehér csillámok halmazává, majd végül a *ky-bio*, illetve a *ky-gar* határon a cordierit-spinell-K-földpát koronák kialakulása, illetve a szillimanit keletkezése.

A kőzet legkorábbi dokumentálható állapotát a gránát zárványaként megjelenő fehér csillámok őrzik, melyek a gránát magjával együtt $T \sim 820\text{--}850\text{ }^{\circ}\text{C}$ egyensúlyi hőmérsékletre utalnak (GREEN & HELLMAN, 1982). A fengitek Si-tartalma $P \sim 13$ kbar nyomást igazol. A korai biotitok magjának magas (> 0.5) Ti-tartalma a megfelelő $\text{Mg}^{\#} \sim 0.5$ mellett igen magas, $\sim 750\text{ }^{\circ}\text{C}$ keletkezési hőmérsékletet jelez (HENRY & TSAI, 2005), ami – figyelembe véve, hogy a koegzisztens Al-szilikát fázis kianit, $P > 9$ kbar nyomásnak felel meg. Hasonló nyomásértékek ($P \sim 9 - 9.5$ kbar) számíthatók a GASP barométer alapján (a gránát plagioklász zárványai alapján An_{40} összetétellel), míg a gránátok és a biotitok magjának összetétele alapján több különböző $\text{Fe}/\text{Mg}^{\text{gar-bio}}$ termométer alapján a fentivel lényegileg azonos hőmérséklet becsülhető (BHATTACHARYA & TSAI, 1992, GANGULY & SAXENA, 1984: $780\text{ }^{\circ}\text{C}$; DASGUPTA & TSAI, 1991: $770\text{ }^{\circ}\text{C}$).

Az eredeti granulit paragenézis szétesésének folyamata tovább követhető egyrészt a kianit utáni fengit anyagú pszeudomorfózák kialakulása, a gránátok körüli plagioklász-biotit korona kialakulása, valamint az *HP-HT* biotitok alacsony Ti-tartalmú továbbnövekedési zónáinak megjelenése alapján. Ez utóbbiak összetétele $< 500\text{ }^{\circ}\text{C}$ körüli retrográd átalakulást jelez, míg a kianitot helyettesítő fengit Si-tartalma alapján a minimális nyomás $P \sim 6$ kbar körül becsülhető. Három gránátszemcse esetén, a peremen megjelenő ásványhármásra a *gar-bio* termométer (BHATTACHARYA & TSAI, 1992) és a GASP barométer alapján ($730\text{ }^{\circ}\text{C}$, 8.5 kbar), ($700\text{ }^{\circ}\text{C}$, 6.7 kbar), ($640\text{ }^{\circ}\text{C}$, 5.8 kbar) P - T értékpárok számíthatók, azaz a korai granulit fáciesű metamorfózist jelentős mértékű hűlés és dekompresszió követte.

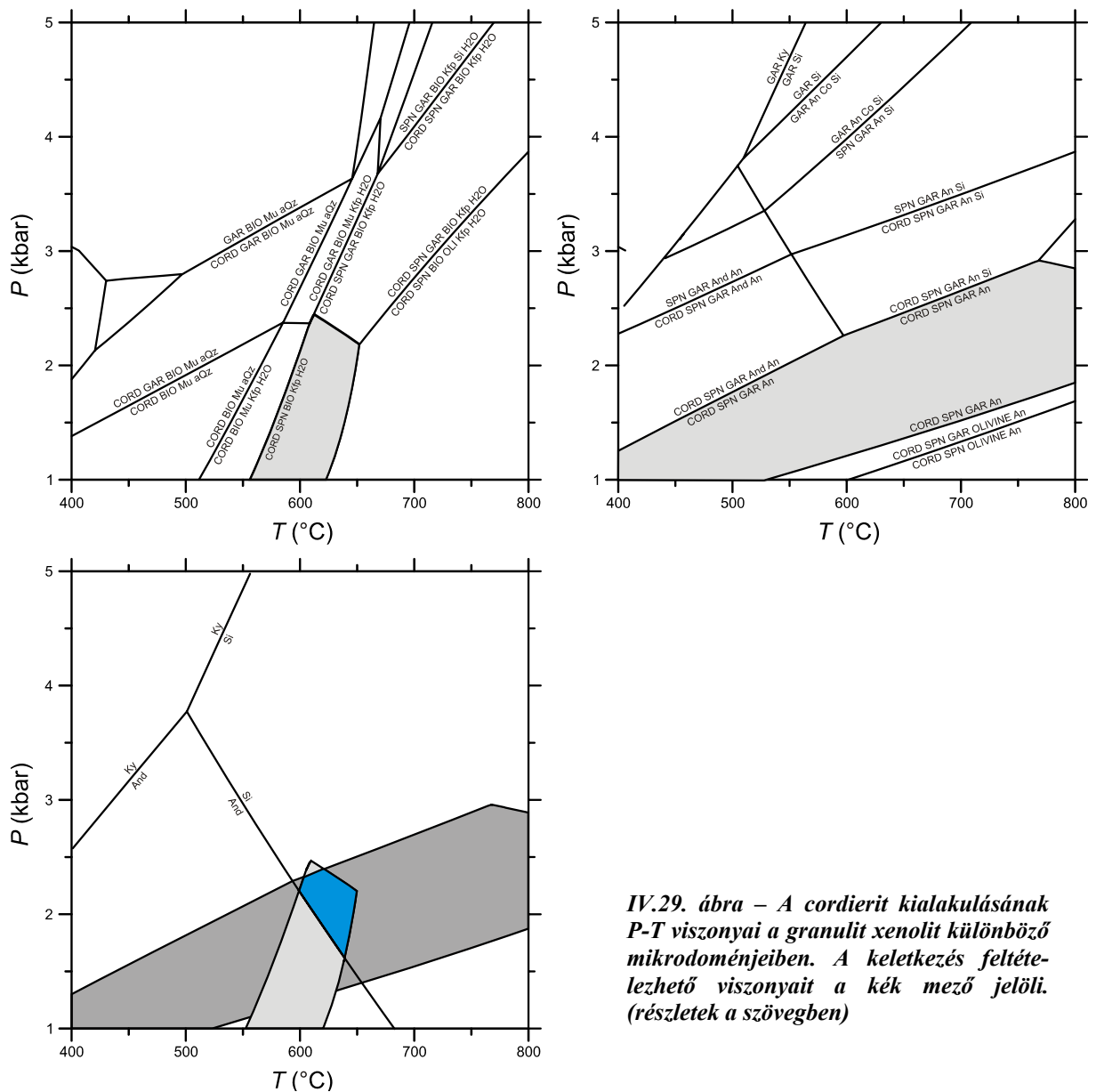
A kőzet fejlődésének következő meghatározó állomását legjobban a különböző szöveti helyzetekben megjelenő kianit átalakulása jelzi. Általános a kianit átalakulása szillimanitá; míg továbbá biotit jelenlétében a



gránát jelenlétében pedig a

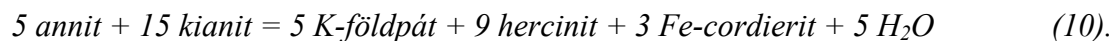
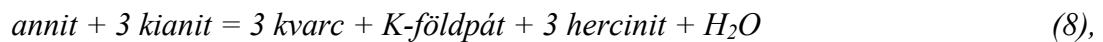


reakció azonosítható. A biotit, valamint a gránát perem összetételének ismeretében a fenti reakciók P - T viszonyai mikrodoménenként a DOMINO/THERIAK rendszerben modellezhetők. Eszerint a három paragenézis stabilitási tartományainak közös része viszonylag szűk P - T ablakban definiálható (IV.29. ábra). A *LP-HT* tartomány $640\text{ }^{\circ}\text{C}$, 2.0 kbar értékekkel jellemzett pontjában modellezett elegykristály összetételek mind a cordierit ($\text{Mg}_{0.66}\text{Fe}_{0.33}$), mind a spinell ($\text{Mg}_{17}\text{Fe}_{83}$) esetében megfelelő egyezést mutatnak a kőzetben mért összetételekkel, ami megerősíti a modellezés helyességét. A modellezettnél némileg magasabb hőmérsékletet ($\sim 750\text{ }^{\circ}\text{C}$) jelez ugyanakkor a cordierit rendkívül alacsony Na-tartalma (MIRWALD, 1986).

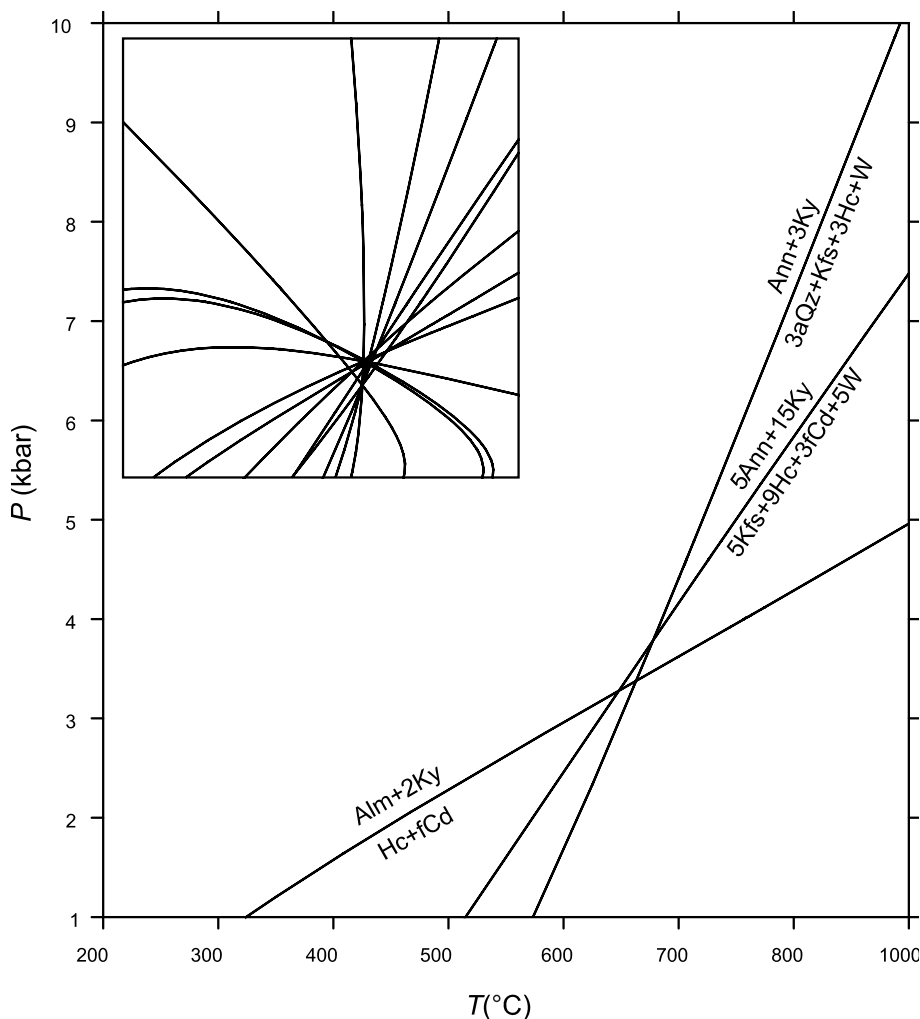


IV.29. ábra – A cordierit kialakulásának P - T viszonyai a granulit xenolit különböző mikrodoménjeiben. A keletkezés feltételezhető viszonyait a kék mező jelöli. (részletek a szövegben)

A TWQ modellező környezetben a KFLASH rendszerben felírható reakciók (IV.30.a ábra) közül három független reakció választható, pl.



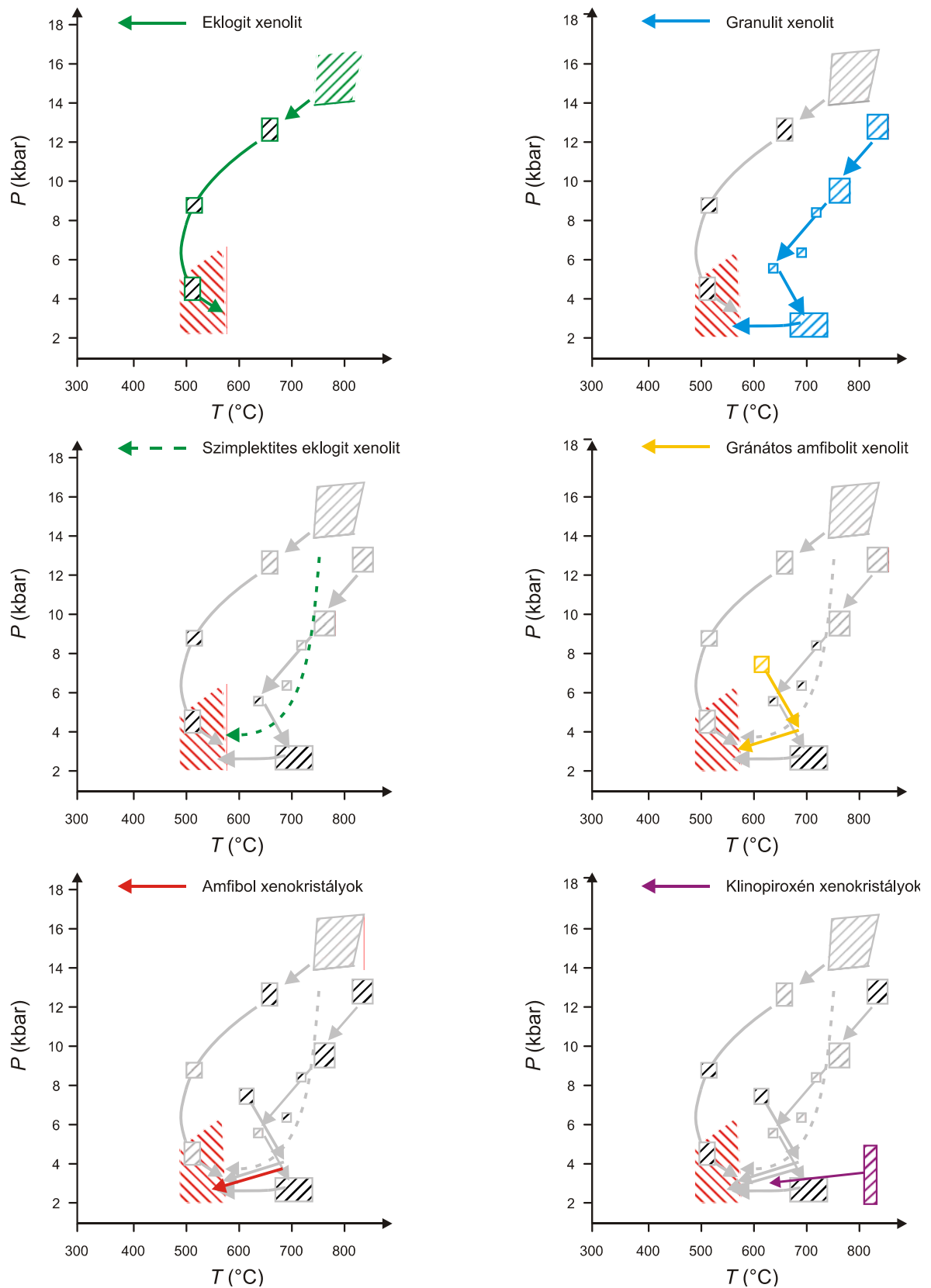
Ezek a reakciók az ásványok ismert összetétele és a megfelelő aktivitási modellek alkalmazása esetében az egyensúlyi helyzetet jelentő P - T pontban metszik egymást, ami a korábbi eredményekkel összhangban $T = 650 \pm 10$ °C, $P = 3.1 \pm 0.1$ kbar körül alakul (IV.30.b ábra). Hasonlóan ~ 660 °C, ~ 2 kbar keletkezésre utal a kőzet amfibol szemcséinek összetétele (IV.28. ábra).



IV.30. ábra – A cordierit és spinell kialakulásáért felelős független reakciók helyzete a KFMASH rendszerben az ismert ásvány összetételek esetében. Alábra: az összes felírható reakció metszéspontja egyensúlyi viszonyokra utal.

A vizsgált gránátos amfibolit egyensúlyi *gar-amph-pl* paragenezise GRAHAM & POWELL (1984) termométere alapján ~ 620 °C hőmérsékleten keletkezett, míg a nyomás mindkét KOHN & SPEAR (1990) által kalibrált barométer értelmében ~ 7.5 - 8.2 kbar lehetett. Az amfibolban a perem felé növekvő Al^{IV} és csökkenő Al^{VI} – a korábbiakhoz hasonlóan – alacsony nyomású felfűtést (~ 680 °C, 3 kbar, GERYA & TSAI., 1997) jelez.

Az ortogneisz különböző szöveti elemei alapján kapott termobarometriai eredmények a petrográfiai és geokémiai adatokkal összhangban az OG zóna esetében az alábbi négy fő lépésből álló fejlődéstörténet vázolását teszik lehetővé (IV.31. ábra).



IV.31. ábra – Az OG zóna összefoglaló P-T modellje. Az egymást követő részábrák a xenolitok és xenokristályok fejlődését mutatja egyenként, míg a piros mező minden esetben az ortogneisz metamorfózási P-T viszonyaira utal. (részletek a szövegben)

1. Az ortogneisz testbe zárt különböző litológiájú xenolitok (eklogit, granulit, gránátos amfibolit, stb.) és xenokristályok (gránát, klinopiroxén, amfibol, biotit) markánsan eltérő fejlődéstörténetre utalnak. Különösen nyomás szempontjából rendkívül széles az a tartomány, melyet a dominánsan mafikus kemizmust reprezentáló xenolitok, xenokristályok korai fejlődése mutat. Az ortogneisz protolitjának tekinthető granitoid intrúziót megelőző metamorfózisuk egymástól független, közös modellben nem tárgyalható. Az eklogit és a granulit xenolit közös jellemzője az a retrográd átalakulás, mely bizonyíthatóan a magmába kerülésük előtt, a zöldpala – alsó amfibolit fácies viszonyai között ment végbe; hasonló esemény hatását a szimplektites eklogit minta nem őrizte meg. (*Xenolit fázis*)

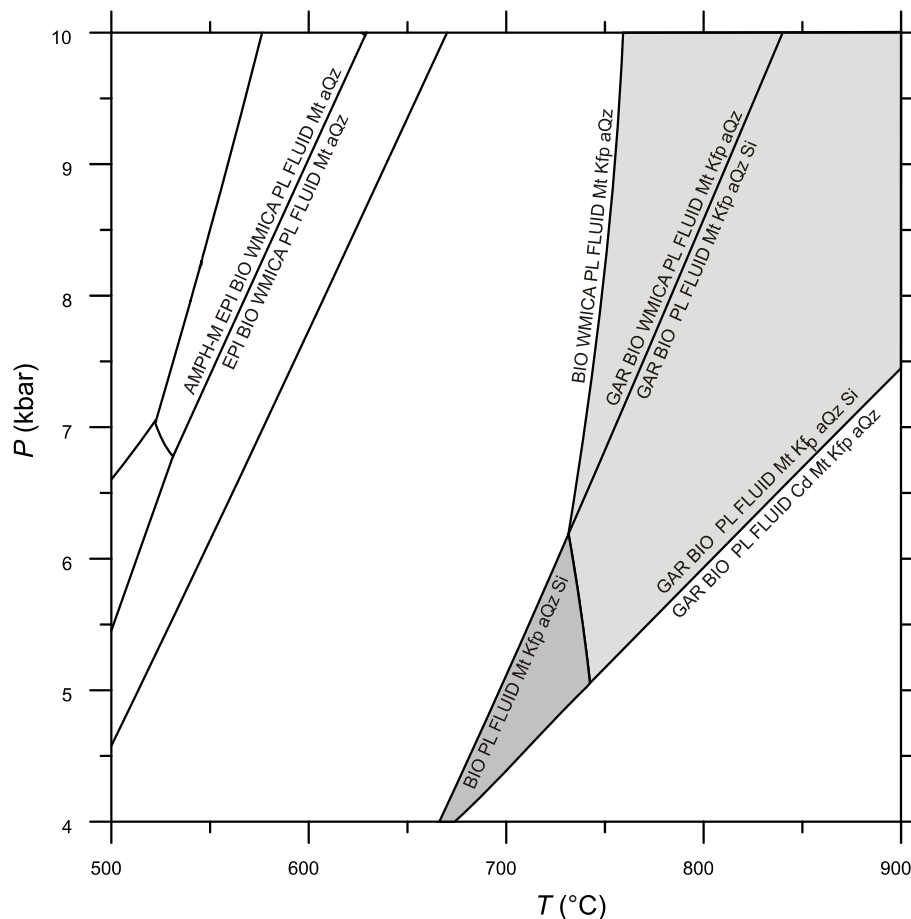
2. Megközelítőleg $\sim 680\text{ }^{\circ}\text{C}$, $\sim 3\text{ kbar}$ fizikai viszonyokkal jellemezhető az a – feltehetően a granitoid magma kontakt hatása által okozott – termális felülbélyegzés, melynek hatására a xenolitokban emelkedő hőmérséklethez köthető ásványreakciók detektálhatók. Teljesen átíródott ugyanakkor az amfibol xenokristályok összetétele melyekben a maximális hőmérsékletet egységesen a $\text{Si} \sim 6$, $\text{Al}^{\text{VI}} \sim 0.2$ összetétel jelzi. (*Intrúzió fázis*)

3. A xenolitok szempontjából kontakt metamorf hatást okozó magmás eseményt lényegében dekompresszió nélkül végbement folyamatos lehűlés követte $T \sim 580\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P \sim 2.5\text{ kbar}$ viszonyok közé, amint az kiválóan követhető az amfibolok kémiai összetételének fokozatos változása alapján. (*Termikus relaxáció fázis*)

4. A szöveti alapon metamorf eredetűnek tekinthető összes ásvány paragenézis a számítások szerint a termikus relaxációt követően, az annak végállapota környékén jellemző fizikai viszonyok között keletkezett ($560 - 600\text{ }^{\circ}\text{C}$, $< 3\text{ kbar}$). Itt történt tehát az a deformációs esemény, melynek hatására a xenolitokban, xenokristályokban gazdag granitoidból jellegzetes gneiszes szerkezettel jellemezhető ortogneisz keletkezett. (*Ortogneisz fázis*)

IV.1.2.2.3. SZILLIMANITOS BIOTITGNEISZ

A szillimanitos biotitgneisz egység névadó közettípusa mind szöveti jellemzőit, mind ásványos összetételét tekintve eltér a fent tárgyalt ortogneisztől, kémiai összetételük azonban nagyon sok hasonlóságot mutat. Ennek köszönhető, hogy a DOMINO/THERIAK modellezés során kapott reakció háló a két közettípus esetén igen hasonló, de míg az ortogneisz a szillimanit és gránát mentes, alacsony hőmérsékletű tartományban jutott egyensúlyba, a szillimanitos gneisz esetében az S2 eseményre a $T_{\text{max}} > 650\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P(T_{\text{max}}) < 6\text{ kbar}$ lehetett (IV.32. ábra).



IV.32. ábra – A szillimanitos biotitgneisz jellegzetes DOMINO modellje (D2)

A gránátban azonosított zárványok lehetőséget adnak arra, hogy a szillimanitos gneisz fejlődésének több állomását rekonstruáljuk. A biotit és plagioklász zárványok, valamint a gránát mag összevetése alapján 730-750 °C (BHATTACHARYA & TSAI., 1992) hőmérséklet, továbbá 7.5 – 8.5 kbar nyomás (GASP) becsülhető. Ugyanezen egyensúlyi rendszerek a gránát perem és a vele érintkező mátrix biotitok esetében 630-650 °C, 4-5 kbar viszonyokra utalnak. A mátrix biotitok összetétele alapján ($Ti - X_{Mg}$; HENRY & TSAI., 2005) az S2 eseményre $T < 640$ °C valószínűsíthető. Másrészt, mivel a mérések túlnyomó része valószínűtlenül alacsony hőmérsékletet (< 400 °C) eredményezett, feltételezhető a biotitok posztmetamorf átalakulása, ezért a fenti érték minimum hőmérsékletként értékelhető.

A szillimanitos gneisz zónához kapcsolódó gránátos amfibolitok szövete egyértelműen két metamorf eseményt rögzít. A legkorábbi detektálható eseményt (D1) a nagyméretű, rutil zárványos gránátok magja alapján rekonstruálhatjuk. A



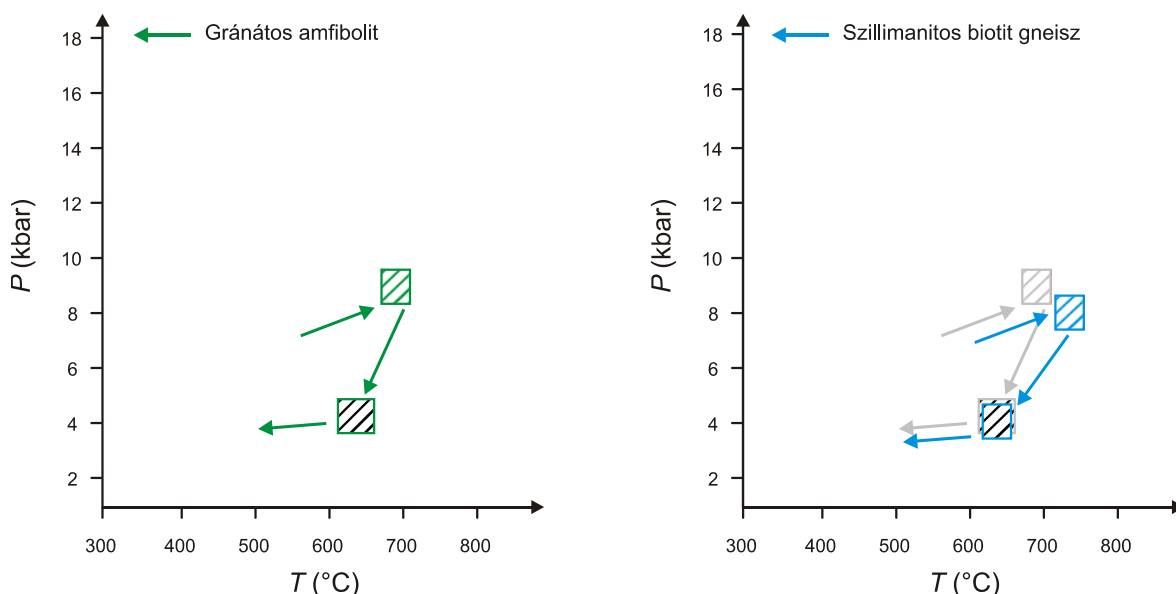
reakció (GRIPS) esetén számolható egyensúlyi állandó értéke igen szűk intervallumon belül változik, így BOHLEN & LIOTTA (1986) alapján az átalakulás nyomása becsülhető.

Nagyobb probléma az egyensúlyi hőmérséklet becslése, hiszen a lehetőségként felmerülő, a gránát és az ilmenit közötti Fe/Mn eloszlás alapján kalibrált termométerrel (POWNCEBY & TSAI., 1987A, 1987B, 1991) számolt hőmérséklet értékek széles intervallumban (800 – 2100 °C) szórnak. Hasonlóan értelmezhetetlen eredményre jutottak a módszer alkalmazásával FEENSTRA & ENGI (1998), akik részletesen tárgyalják az eljárás termodinamikai hátterét és vitatják alkalmazhatóságát. Mivel ugyanakkor a GRIPS paragenézis egyensúlyi feltételei csak igen kis mértékben függenek a hőmérséklettől, a $T = 600 - 800$ °C intervallumban a nyomás számolható, s $P \sim 9.5$ kbar-nak adódik.

A D2 esemény fizikai körülményei a mátrix amfibol és földpát szemcsék alapján becsülhetők. Így $T \sim 640 - 680$ °C és $P \sim 4$ kbar (GERYA, 1997), illetve $T \sim 670$ °C, $P \sim 5$ kbar (HOLLAND & BLUNDY, 1994) adódik.

A gránátokra jellemző zonációs mintázat megerősíti a fenti fejlődéstörténetet (v.ö. IV.22. ábra). A magtól a peremek felé jelentkező markáns Ca-növekedés a nyomás emelkedésére utal, hiszen amfibolitokban a gránátok Ca-tartalmát elsősorban a nyomásnövekedés eredményeként végbemenő reakciók befolyásolják. A következő zónákban a növekvő Fe, Mg, valamint a csökkenő Mn emelkedő hőmérsékletre, majd a csökkenő Ca-tartalom csökkenő nyomásra utal. A szemcsék külső peremén tapasztalható trendek alapján feltételezhető, hogy a gránátok a P és a T csökkenése során is tovább növekedtek.

A szillimanitos biotitgneisz és a gránátos amfibolit P - T fejlődése mindezek alapján összevethető (IV.33. ábra), ami megerősíti a közös szerkezeti egységbe tartozásukról korábban mondottakat.



IV.33. ábra – A SG zóna összefoglaló P - T modellje. A két részábra a gránátos amfibolit és a szillimanitos biotit gneisz fejlődését mutatja. (részletek a szövegben)

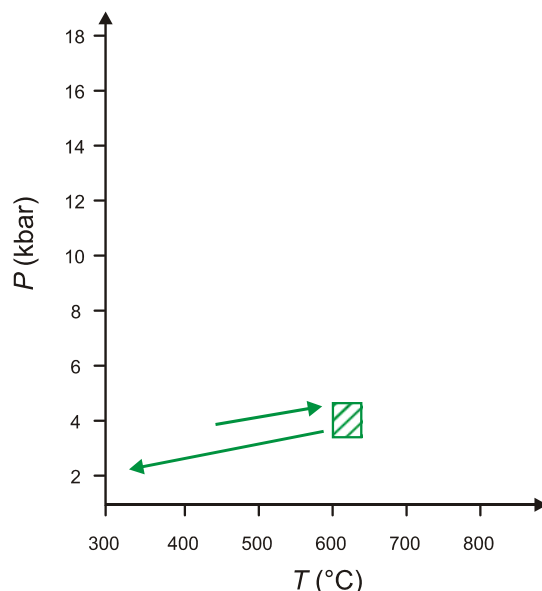
IV.1.2.2.5. AMFIBOLOS BIOTITGNEISZ

Az amfibolos biotitgneiszben az amfibol – plagioklász ásványpárok összevethető eredményt adnak a különböző módszerek alkalmazása esetén. A maximális metamorf fok fizikai viszonyait HOLLAND & BLUNDY (1994) alapján 560 – 580 °C; GERYA & TSAI. (1997) alapján ~ 620 °C és ~ 4 kbar, míg PLYUSNINA (1982) értelmében 530 – 550 °C és 4 kbar jellemzi.

Az amfibolos biotitgneisz hidratációját jelző, a kőzet mátrixában, esetenként litoklázisaiban megjelenő *epi + chl + act + tit + prh + pmp* D2 paragenézis a prehnit-aktinolit fácies körülményeire utal, bár nincs bizonyíték, hogy a kőzet fejlődése során az összes hidratált fázis egyszerre lett volna egyensúlyban. FREY & TSAI. (1991) modellezési eredményei alapján a fenti paragenézis 300 – 360 °C között stabil. Az egyes fázisok kémiai összetételének *P-T* függésére régóta ismertek összefüggések. Magas nyomáson a pumpellyitben nő a Mg mennyisége (LIU, 1989, FOCKENBERG, 1998), a prehnitben és az epidotban a hőmérséklet növekedése az $Al/(Al+Fe)$ arány növekedésének irányába hat. Esetünkben mindezek alapján a hidratáció alacsony nyomáson ($Mg/(Mg+Fe) < 0.5$) és hőmérsékleten zajlott. Másrészt, mivel a *pmp*, a *prh* és az *epi* stabilitási viszonyait a *P-T* mellett az oxigén fugacitás is jelentős mértékben befolyásolja (ARTIOLI & TSAI., 1995), a *pmp* és a *prh* stabilitása jelentős mértékben függ a kőzet kémiai összetételétől (elsősorban a $Mg/(Mg+Fe)$ és az $Al/(Fe+Al)$ aránytól; POTEL & TSAI., 2003), továbbá a *prh* és a *pmp* csak extrém alacsony X_{CO_2} mellett stabil ($X_{CO_2} < 0.002$; CHO & LIOU, 1987; DIGEL & GHENT, 1994), az ásványkémiai alapú termométerek a vizsgált rendszerben meglehetősen bizonytalanok (POTEL & TSAI., 2003).

A kloritok összetételén alapuló termometriai számítások hasonlóan sok hibával terhelvek, egyrészt az ásvány társaság bonyolult összetétele, másrészt alacsony stabilitási hőmérséklete miatt (pl. ESSENE & PEACOR, 1995). Mivel az adott esetben mindezek mellett bizonyosan nyílt rendszerben kristályosodott kloritot vizsgálunk, a számítási eredményeket tájékoztató jellegűnek fogadjuk csak el. A vizsgált szemcsék esetében az Al^{IV} mennyisége ~ 2.1 – 2.7 között változik, ami a leggyakrabban használt CATHELINEAU (1988) féle termométert alkalmazva viszonylag szűk intervallumot, $T = 300 – 370$ °C-ot eredményez. A bizonyítottan hőmérsékletfüggő tetraédes helyettesítés mellett a számítás pontosítására több szerző a $Fe/(Fe+Mg)$ arányt is figyelembe veszi. Esetünkben ennek értéke következetesen 0.5 – 0.6 körül alakul, ami különböző módszerekkel $T \sim 300 – 340$ °C (KRANIDIOTIS & MACLEAN, 1987), illetve $T \sim 300 – 350$ °C (JOWETT, 1991) számított hőmérséklet értéket jelent. Megjegyzendő, hogy az utóbbi két eljárás használatát DE CARITAT & TSAI. (1993) nem

ajánlják, mivel tapasztalatuk szerint gyakran adnak extrém nagy, ill. kis értékeket. ZANG & FYFE (1995) tovább pontosították az Al, a Fe és a Mg mennyiségén alapuló algoritmust, amit többek között FRIMMEL (1997) is a korábbi megközelítéseknél megbízhatóbbnak talált. Ez utóbbi eljárás alapján az összes vizsgált klorit szemcse esetében a korábbiaknál szignifikánsan



IV.34. ábra – Az AG zóna összefoglaló P - T modellje.

IV.34. ábra mutatja.

alacsonyabb érték, $T \sim 240 - 280 \text{ }^{\circ}\text{C}$ keletkezési hőmérséklet számítható. Bár a kloritok keletkezési hőmérsékletének meghatározása rendkívül bizonytalan, a fentiek alapján $T \sim 300 \text{ }^{\circ}\text{C}$ valószínűsíthető.

Mindezek miatt az amfibolos gneisz hidratációjának P - T viszonyai csak nagy bizonytalansággal becsülhetők ($T \sim 300 \text{ }^{\circ}\text{C}$, $P \sim 2\text{-}3 \text{ kbar}$). Mindazonáltal, a prehnitben és az epidotban a $\text{Fe}^{3+}/\text{Al}^{3+}$ perem felé csökkenő aránya retrográd út mentén történő hidratációt jelez.

Az AG zóna összefoglaló P - T modelljét a

IV.1.4. TÖRÉSES DEFORMÁCIÓTÖRTÉNET

IV.1.4.1. A D0 ESEMÉNYEK

Minden további részletezés nélkül a D0 deformációs esemény együttesbe soroltuk mindazon plasztikus deformációs eseményeket, melyek bár nem töréses szerkezeteket hoztak létre, az általuk kialakított anizotróp (palás, gneiszes) szerkezeteken keresztül lényegesen befolyásolták a későbbi – alacsonyabb hőmérsékletű – deformációs események hatását.

Az ortogneisz tömeg összességében gneiszes szerkezetű, bár a gyakori reliktné intruzív magmás szerkezet miatt helyenként alig irányított. Az SG és az AG egységek közetei rendszerint foliáltak; a csillámok mennyiségétől függően palás, illetve gneiszes szerkezetet mutatnak. Az amfibolitok, illetve az ortogneisz mafikus, ultramafikus xenolitjai gyakran masszív, izotróp szerkezetűek.

IV.1.4.2. A D1 ESEMÉNY

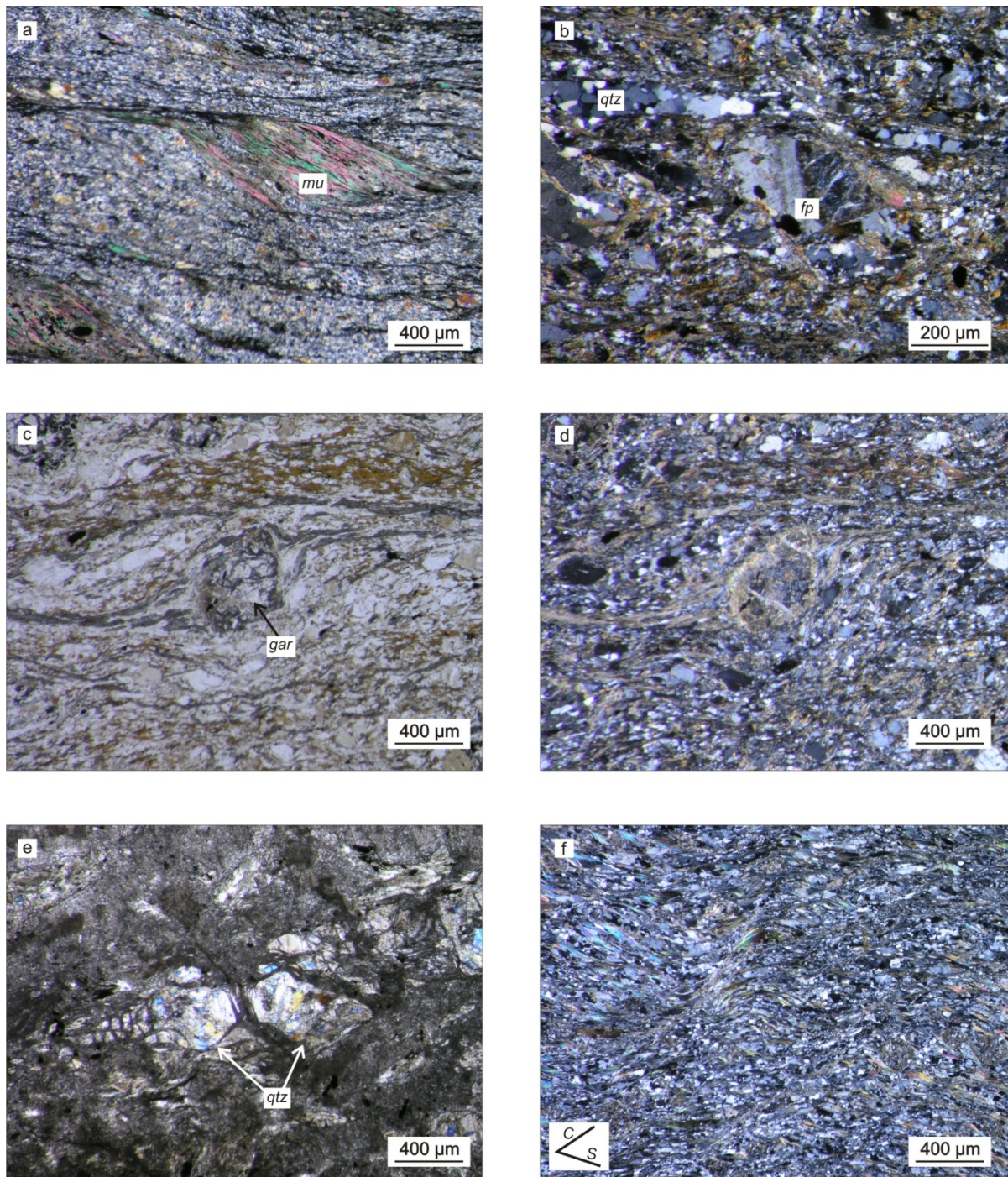
A minden vizsgált területen azonos petrográfiai tulajdonságokkal jellemezhető ortogneisz (*IV.1.1.1. fejezet*) számos helyen intenzíven nyírt, milonitos mikroszerkezetet mutat (S1). A folyamatos átmenet különösen jól követhető a Szh-É-2 és Szh-É-11 fúrások anyagán, melyek több mint 100 méter összvastagságban harántolták az ortogneisz testet. A fúrások mentén a mélységgel folyamatosan csökken a kőzet átlagos szemcsenagysága; a biotitot klorit, majd finom szemcsés muszkovit váltja fel. Mindezek alapján a kőzetoszlop három fő szakaszra, ortogneiszre, milonitra, és a közöttük definiálható átmeneti zónára osztható (SCHUBERT & M. TÓTH, 2001).

Az átmeneti zóna középszemcsés gneiszében meghatározóvá válik a biotit utáni klorit által definiált milonitos foliáció (*IV.35.a. ábra*), az eredeti gneiszes szerkezet csak reliktdoménekben azonosítható. Már a viszonylag kevésbé deformált mintákban is gyakori az eredeti földpát szemcsék deformációs ikresedése; a V-alakú ikerlemezek gyakran hajlítottak. A rideg földpátok a milonitos foliációval párhuzamos állású σ -klaszt-szerű nyomásárnyék szerkezeteket alkotnak, a burkolt klasztok szárnyait rekrisztallizált kvarc és karbonát alkotja (*IV.35.b. ábra*). A mátrixban a kvarc hosszan megnyúlt lencsákat, szalagokat alkot (*IV.35.b. ábra*), a szemcsék határai erősen tagoltak. A néhány megőrződött és nagyrészt átalakult gránát xenokristály körül az aszimmetrikus szárnyak kalcit és klorit anyagúak (*IV.35.c., d. ábra*).

A milonitos foliációs síkokat elsősorban klorit definiálja, a nyírási pályák mentén a mélységgel párhuzamosan fokozatosan nő az opak szemcsék mennyisége. A mátrix biotit kezdetben részlegesen, majd teljesen klorittá, muszkovittá alakul, a csillámkötegek között karbonát jelenik meg. Szintén az S1 irányt jelölik ki a rendszerint megnyúlt lencsákat, szalagokat alkotó, rekrisztallizált kvarc szemcsehalmozatok, melyek határát filloszilikát kötegek alkotják. A milonit nyírási kötegei között megjelenő klorit \pm kvarc \pm karbonát anyagú ásványi kitöltés retrográd metamorf viszonyokra utal (MCCAIG, 1987). Gyakori az S1 iránnyal párhuzamos, nagyméretű kvarc szemcsékből álló boudinage szerkezet, melynek nyaki része finomszemcsés karbonátból áll (*IV.35.e. ábra*). Általános az S1 foliációval párhuzamos, ~ 3 mm méretű csillámhalak kialakulása is (*IV.35.a. ábra*).

A legmélyebb helyzetű, leginkább nyírt mintákat lényegében kizárólag kvarc, muszkovit és klorit alkotja. A gneiszes szerkezetet az S1 foliáció teljes mértékben felülírja, és megjelennek a nagymértékű nyírásra utaló, a milonitos foliációt metsző nyírási síkok is, S/C szerkezetet definiálva (*IV.35.f. ábra*). Ez a szerkezet rendszerint a nagymértékben foliált, extenziós milonitokban gyakori (PASSCHIER, 1991). A kőzetben megfigyelhető földpát \rightarrow csillám, biotit \rightarrow klorit, végül a klorit \rightarrow muszkovit átalakulások alacsony hőmérsékletű,

hidratációs reakciók. Rendszerint a kőzet jelentős mértékű térfogat csökkenését okozzák (WINTSCH & TSAI., 1995), ami a nyírási zónába történő további fluidum migrációt, s így pozitív visszacsatolású víz-kőzet kölcsönhatási rendszer kialakulását teszi lehetővé (RUMBLE & SPEAR, 1983).



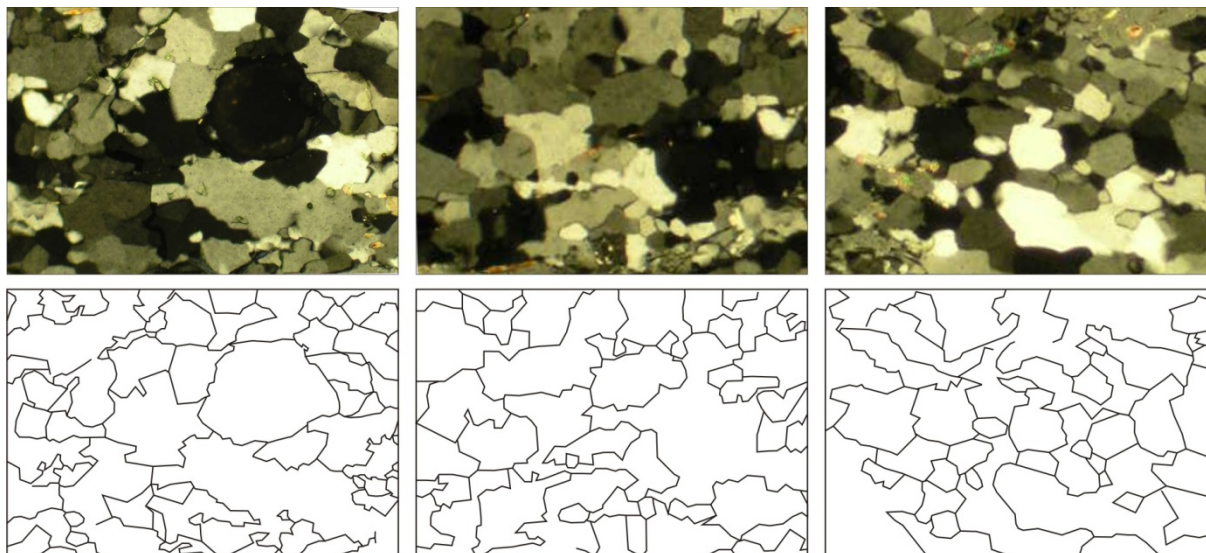
IV.35. ábra – Az ortogneisz milonit szöveti jellemzői. a) klorit és muszkovit által definiált milonitos foliáció nagyméretű csillámhállal (Szh-É-2, +N); b) burkolt földpát porfiroklast, a szárnyakat kvarc és karbonát alkotja (Szh-É-2, +N); c) az átalakult gránát σ -klast körüli szárnyak klorit és karbonát anyagúak (Szh-É-2, 1N); d) u.a. (Szh-É-2, +N); e) “csokitábla” típusú kvarc boudinage szerkezet (Szh-É-11, 1N); f) S/C szerkezet intenzíven nyírt milonitban (Szh-É-11, +N).

A klorittal és szericittel jellemezhető nyírási pályák, a földpát töréses deformációja és rekrisztallizációjának hiánya, a monomineralikus kvarc szemcsehalmozokban kialakult tagolt szutúrák alapján a milonitosodás a metamorf fejlődés retrográd ágán, extenziós feszültségtérben, a zöldpala fácies viszonyai között érte az ortogneisz tömeget. Bár a D1 esemény hatása lokálisan kialakult nyírási zónákhoz kapcsolódik, az ortogneisz milonit minden vizsgált területen megtalálható.

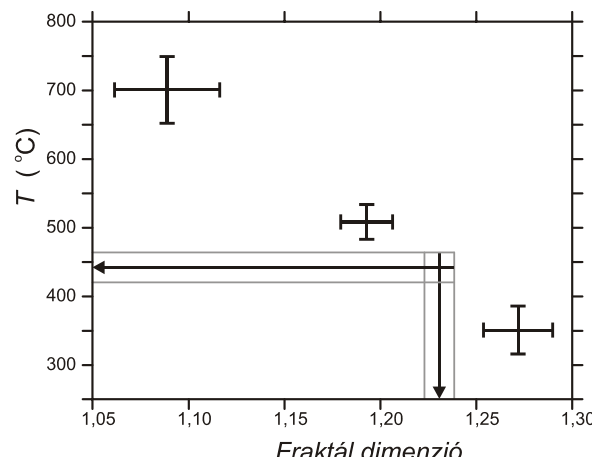
IV.1.4.2.1. KVARC REKRISZTALLIZÁCIÓ ALAPULÓ TERMOMETRIA

A mikroszerkezeti vizsgálatok alapján a milonitos deformáció hőmérsékleti körülményeinek becslése csak igen tág határok között adható meg; a kvarc plasztikus deformációja $> 270\text{ }^{\circ}\text{C}$, míg a földpát töréses átalakulása $< 450\text{ }^{\circ}\text{C}$ hőmérsékletre utal (VOLL, 1980, WHITE & TSAI., 1980). A dinamikus rekrisztallizáció hőmérsékletének további pontosítására ad lehetőséget a milonitos nyírás eredményeként kialakult bonyolult szutúrák mentén érintkező kvarc szemcsehalmozok vizsgálata (KRUHL & NEGA, 1996).

A Szh-É-2. sz. fúrás anyagán végeztük el a kvarc szemcsehatárok analízisét (JÁNOSI & TSAI., 2007). Mintegy 50 szutúra mintázat digitális feldolgozása (IV.36. ábra) egységesen $D = 1.23 \pm 0.06$ dimenzióértéket, s ennek megfelelően $T \sim 430\text{ }^{\circ}\text{C}$ metamorf hőmérsékletet eredményezett (IV.37. ábra). Ez az érték a fentiek alapján nem mond ellent a petrográfiai megfigyeléseknek.



IV.36. ábra – Jellemzőes kvarc szemcsehalmozok és azok digitalizált képe a milonitosodott ortogneiszben. A termometriai kiértékelés a szutúrávonalak digitalizált képének elemzésével készült.



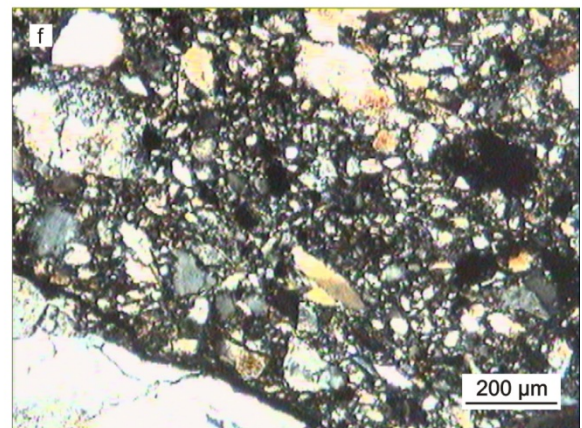
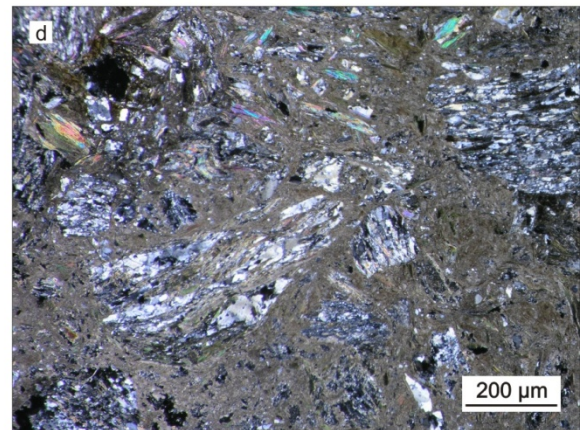
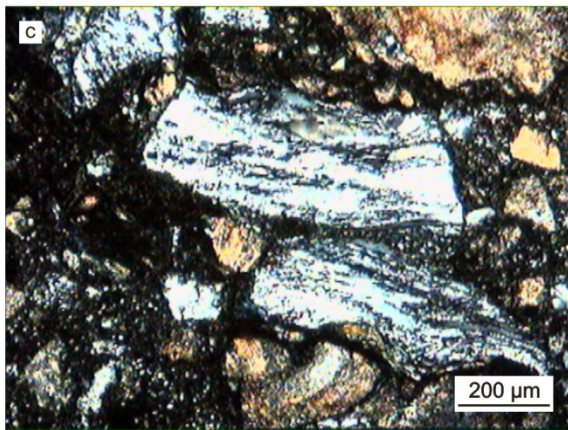
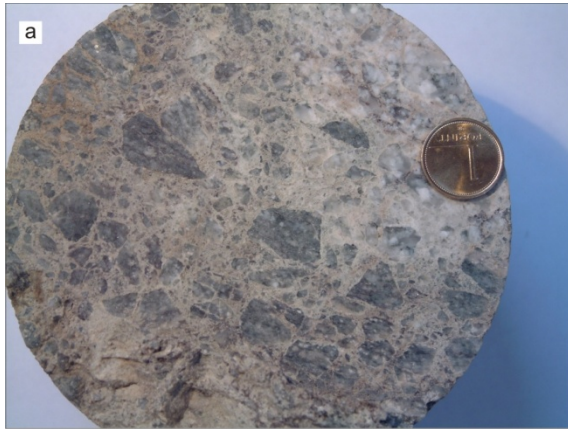
IV.37. ábra – A Kruhl & Nega 1996) által kalibrált termométer alapján a milonitosodás ~430 °C hőmérsékleten zajlott.

II.1.4.3. A D2 ESEMÉNY

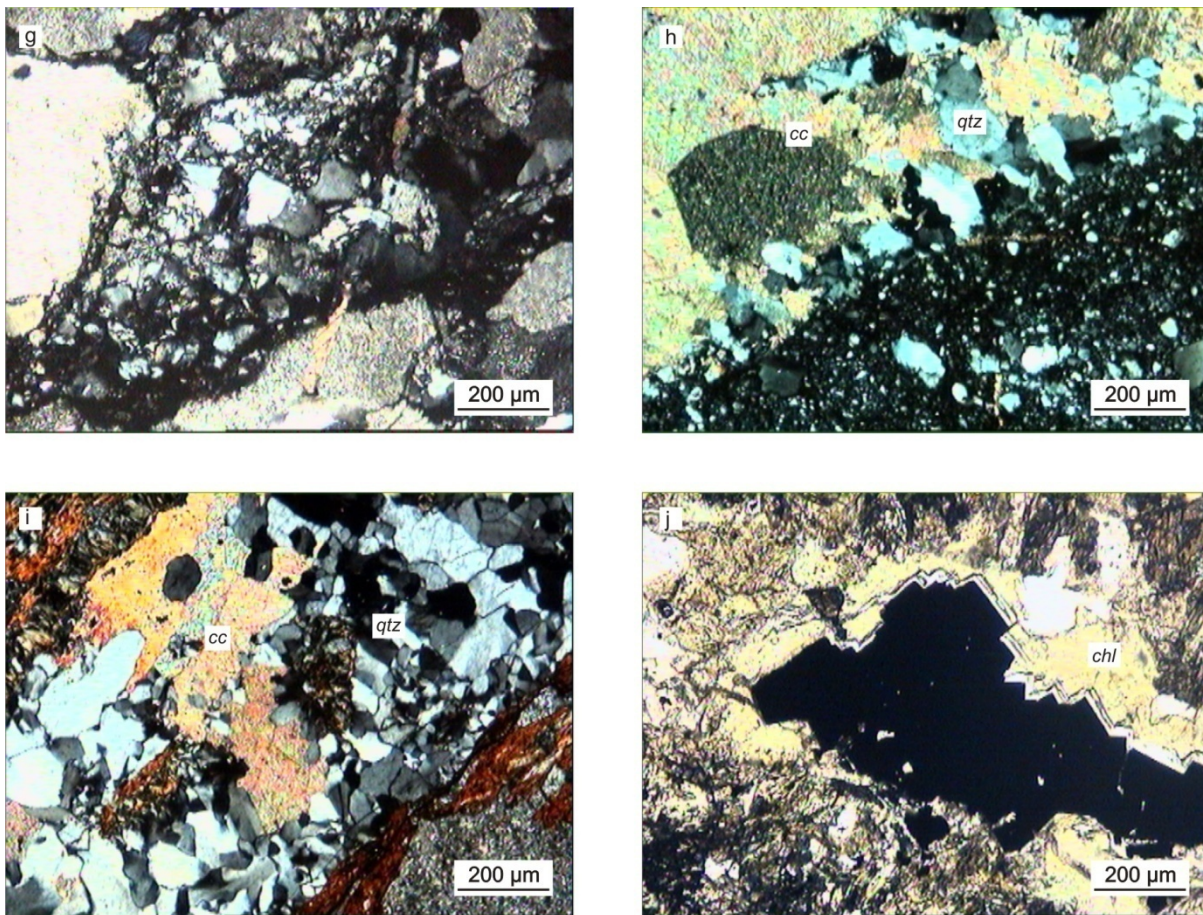
A teljes mintaterületen általános az ortogneisz D1 milonitos nyírását követő deformáció, ami kézipéldány méretben is megfigyelhető kataklázit, vetőbreccsa kialakulását okozta (IV.38.a., b. ábra). Több mintában tanulmányozható a két deformációs esemény viszonya is; a dinamikusan rekrisztallizált kvarc szemcse halmazok megjelenése a kataklázitban a kataklázis deformáció milonitosnál fiatalabb korára utal (IV.38.c., d. ábra). A kataklázis nyírás iránya az ortogneisz minták esetében a kevés filloszilikát, s így a klorittal terhelt elválási síkok hiányában rendszerint nem állapítható meg. Egyes esetekben lapos szögű mozgás tételezhető fel, ilyenkor a mozgási síkokat klorit, és vékony kalcit film borítja. Az ortogneisz kataklázit rendszerint igen jól cementált.

Az AG/SG mintákon rendszeresen megfigyelhetők lapos, 0-15 fokban dőlő elválási síkok, melyek mentén a főleg klorit, esetenként hematit által alkotott vetőtükrön vetőkarcok, ásványlépcsők jelennek meg. Ezek alakjának binokuláris mikroszkóp alatti elemzése minden vizsgált esetben inverz irányú mozgásra, feltolódásra utal (IV.38.e. ábra). Vékonycsiszolatban a mozgást a biotittal terhelt síkok kloritosodása/szericitesedése jelzi. Néhány nyírt amfibolos biotitgneisz mintában klorit, prehnit, tremolit, pumpellyit megjelenése és kémiai összetétele utal a deformáció során végbement hidratációra, s a nyírás hőmérséklet viszonyaira (IV.1.2.2.5. fejezet). A nagyobb mennyiségű kvarcot/földpátot tartalmazó mintákban, a csillámban gazdag sávok között a kőzet kataklázisosodik. A felőrölt kőzet rendszerint szögletes, irányítatlan szemcsék halmazából áll, a mellékkőzettől éles határ választja el (IV.38.f. ábra). A kataklázit zónák nyírásos jellege mikroszkópos léptékben is egyértelmű; a felőrölt kőzetanyag egymást követő monoklin szimmetriájú „zsebekben” rakódik le a nyírási sík mentén (IV.38.g. ábra).

Az összes, mikroszkópban részletesen vizsgált kataklázit lényegében tökéletesen cementált, a leggyakoribb szemcseközi ásvány a klorit; gyakori a karbonát és a kova anyagú cement is; a nagyméretű, nem deformált kvarc és kalcit kristályok tökéletesen kitöltik a felőrölt kőzet hasadékait (IV.38.h., i. ábra). A cement ásványok között gyakori a pirit (IV.38.j. ábra).



IV.38. ábra – A D2 deformáció szövetszerkezeti képe az ortogneiszben. a) az ortogneisz kataklázit makroszkópos képe (Sas-4); b) u.a. (Szh-É-2); c) ortogneisz milonit szemcsék a kataklázitban (Sas-4, +N); d) u.a. (Szh-É-11, +N); e) vetőkarcok hematittal fedett feltolódási felületen (Sas-16); f) a kataklázitot az ép kőzettől éles határ választja el (Sas-Ny-11, +N);

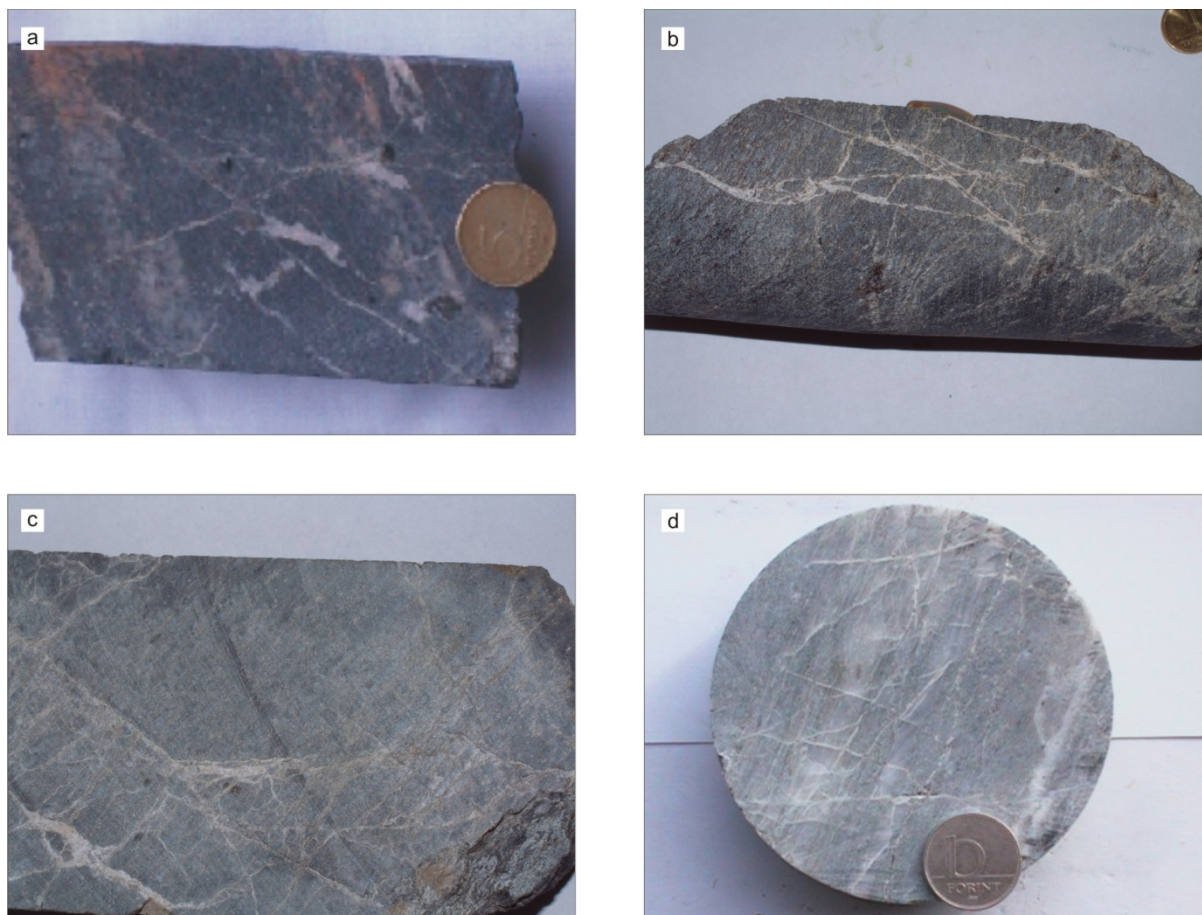


IV.38. ábra folytatás – g) a felőrölt kőzetanyag monoklin szimmetriájú zsebeket alkot (Sas-Ny-1, +N); h) a kataklázitban gyakori a kvarc és a karbonát cement (Sas-Ny-1, +N); i) u.a. (Sas-Ny-1, +N); j) gyakori a klorit és a pirit anyagú cement (Sas-Ny-4, 1N)

Kísérletek és természetes mintákon végzett megfigyelések szerint (pl. ODLING, 1997) a cementált kataklázit zónák rendszerint rendkívül rossz (a repedezett mellékkőzetnél, vagy akár a milonit zónáknál nagyságrenddel rosszabb) permeabilitású közegek. Esetünkben erre utal, hogy – a mellékkőzetben gyakori – utólagos átalakulás, mállás folyamatai az aprószemcsés, s így elvileg kevésbé ellenálló kataklázitok szemcséit nem érintették.

IV.1.4.4. A D3 ESEMÉNY

Az utolsó regionálisan megjelenő deformációs eseményt a korábbi szerkezeteket átmetsző (IV.39.a-d. ábra) mikrovetők jelzik. Gyakran meredek dőlésű konjugált párokat alkotnak (IV.39. a-d. ábra) annak jeleként, hogy a korábbi kompressziós, transzpresziós tektonikai képet döntően extenziós rezsim váltotta fel. A tágulós tektonikának megfelelően gyakoriak a nyitott repedések, melyeket a különböző területeken lényegében azonos ásvány paragenézis tölt ki (IV.1.7. fejezet).



IV.39. ábra – A D3 deformáció szöveti-szerkezeti képe. a) a meredek mikrovetők konjugált párokat alkotnak (Sas-Ny-13); b) u.a. (Sas-Ny-9); c) u.a. (Sas-Ny-7); d) a meredek vetők esetenként sűrű hálózatot alkotnak (Sas-Ny-7)

IV.1.5. GEOKRONOLÓGIA

IV.1.5.1. MONACIT GEOKÉMIAI KOROK

Monacit szemcsék geokronológiai vizsgálata céljából 3-3 termobarometriai szempontból megfelelően ismert SG és OG mintát választottunk. Míg a szillimanitos gneisz minták jelentős mennyiségű monacitot tartalmaztak, a vizsgált ortogneisz mintákban egyetlen szemcsét sem sikerült azonosítani. Az összes vizsgált szemcse a kőzet mátrixában található, relikv fázisok monacit zárványait nem elemeztük.

A μ -XRF méréseken alapuló számítások egységesen ~ 360 millió év (Ma) körüli eredményt adtak; a geokémiai mérési módszer viszonylagos bizonytalansága miatt a kapott koradatok 2σ hibája 45 Ma körüli (IV.11. táblázat). A két esetben elvégzett ellenőrző izotóp mérések kis mennyiségű nem radiogén ólom jelenlétét igazolták a vizsgált szemcsékben. Emiatt a geokémiai alapú eljárás mintegy 30 millió évvel túlbecsülte a monacit szemcsék korát. Ezt a hatást a többi szemcse esetén is feltételezve a monacit korok ~ 330 Ma körül adódnak.

IV.1.5.2. AMFIBOL, BIOTIT, FÖLDPÁT K/AR KOROK

A rendelkezésre álló K/Ar korok túlnyomó része irodalmi adat (SZEDERKÉNYI, 1984, ill. nem publikált); az új mérésekkel együtt (6 amfibol, 5 földpát) összesen 30 amfibol, biotit és földpát mérés történt a Békési-medence északi peremének vizsgált metamorf aljzatán. A mért amfibol és biotit korok szóródása meglehetősen nagy; 214 és 334 Ma között változnak, a földpát korok ugyanakkor kis szórással 172.5 ± 15 Ma adnak (7 minta alapján). Míg a mintegy 120 Ma intervallumot átfogó amfibol és biotit korspektrum adatai ez alapján lényegében földtani jelentés nélküli keverékkornak tűnnek, a felülíródásra legérzékenyebb földpát következetes a-k-júra koradatai a jelentős mértékű utólagos hatásnak ellentmondani látszanak. A K/Ar adatok értelmezési lehetőségeit tovább árnyalja, hogy a petrográfiai jelleget is figyelembe véve a biotit és amfibol korokon belül négy diszkrét csoport különíthető el. Néhány, nem egyértelműen beazonosítható historikus minta kivételével ezek a csoportok jó egyezést mutatnak a korábban petrográfiai alapon definiált önálló fejlődésű kőzetblokkokkal. A déli egységekben 7, az *AG* egységet reprezentáló minta k-triász (222.1 ± 7.9 Ma); az *SG* egységből származó 3 minta f-perm (264.3 ± 3.1 Ma) kort ad. Az északi oldalon, az *OG* blokkban ugrásszerűen megnőnek a mért értékek, 8 minta alapján igen kis szórással a-perm (293.3 ± 4.8 Ma) kort kaptunk (IV.12. – IV.14. táblázatok). Ezek a markáns eltérések különösen a szomszédos fúrásokat reprezentáló, de más egységbe tartozó kőzetminták esetében feltűnőek (pl. Szh-9, Szh-15), és szólnak az adatok keverék korként való értelmezése ellen. Az *OG* egységből származó 3 amfibol és 2 biotit tartalmú xenolit a-karbon (323.8 ± 8.2 Ma) kora egységesen idősebb a befoglaló ortogneiszénél, s feltűnően jó egyezést mutat a fenti monacit korokkal (IV.15. táblázat).

Az *AG* egységből származó amfibolit amfibol és földpát Ar/Ar mérési eredményeiről számol be BALOGH (1999). A legidősebb kimutatható esemény mindkét ásvány esetében variszkuszi (293.7 ± 13.8 , ill. 333.3 ± 14.4 Ma). Az amfibol korspektrumán három hosszú szakasz ismerhető fel, melyek az ^{39}Ar több mint 80 %-át tartalmazzák. A vonatkozó plató korok az amfibol K/Ar korokkal összevethetők; 267.5 ± 4.8 , 259.9 ± 3.8 , valamint 222.5 ± 6.6 Ma. A földpát esetében a hasonlóan markáns platókhöz tartozó korok 201.1 ± 4.2 , 156.7 ± 4.7 és 154.7 ± 5.9 Ma.

IV.1.5.3. A GEOKRONOLÓGIAI ADATOK ÉRTELMEZÉSI LEHETŐSÉGEI

A geokronológiai adatok együttes értékelése során a legfontosabb probléma annak megoldása, hogy a széles intervallumban szóródó K/Ar adatok hordoznak-e valódi geológiai jelentést, azaz tudunk-e az egyes koradatokhoz jól definiálható eseményt rendelni, vagy a mért értékek valamely szélső értékek közötti kevert korként értelmezendők. Ennek tárgyalása során a fenti monacit, K/Ar és Ar/Ar koradatok mellett cirkon FT adatokat (DUNKL, 1995, valamint nem publikált; IV.16. táblázat), is figyelembe veszünk. Az így rendelkezésre álló adatbázisban a legidősebb koherens koradatok az SG gneisz monacit mérései (~ 330 Ma), s az ezzel lényegében azonos értéket mutató Ar/Ar adatok (AG amfibolit) eredményezték, míg a legfiatalabb, szintén egységes csoportot az SG cirkon FT korok (~ 175 Ma) jelentik. Egyúttal az ezen korokhoz tartozó események definiálhatják az esetlegesen kevert korok két extrém tagját is, mivel a mért amfibol és biotit K/Ar korok a két szélső tag között csoportosulnak.

Metapelitekben a monacit keletkezési folyamata nem tisztázott minden részletében. Egyrészt megőrződhet, mint eredeti detritális nehézásvány szemcse, de kialakulására több ásványreakció is ismert (SCHERRER & TSAI., 2001). Mivel a monacit záródási hőmérséklete a Th/Pb rendszerben ~ 650 °C, ami közelítőleg azonos az SG egység T_{max} értékével (IV.1.3. fejezet), esetünkben feltételezhetően hűlési kort mértünk. Ezért az adatok értelmezése szempontjából nem sorsdöntő a monacit szemcsék eredetének tisztázása. A fentiek miatt másrészt a monacitban detektált ~ 330 Ma a maximális metamorf fok koraként értelmezhető. Hasonlóan keletkezési korként értelmezhetők az amfibolit amfibol és földpát korszpektrumainak maximális Ar/Ar koradatai (BALOGH, 1999).

Ezekkel az adatokkal feltűnő egyezést mutatnak az ortogneisz zóna xenolitjaiban mért K/Ar korok. A közetzárványokat befoglaló ortogneisz amfibol xenokristályain, valamint biotit szemcséin mért korok ugyanakkor közel 30 millió évvel fiatalabbnak adódtak, bár mindkét csoportban előfordul 310 Ma körüli, a két csoport közötti átmenetre utaló koradat. Az OG egységben jelentkező bimodális koreloszlás ezzel együtt alátámasztja a korábbi petrográfiai, petrológiai megfigyeléseket, miszerint a xenolitok nem szerves részei az ortogneisznak, hanem annál idősebb, abba egzotikus blokkokként bekerült közet reliktumokat képviselnek. A xenolitokon végzett termobarometriai számítások eredményeként késői HT felfűtést mutattunk ki (IV.1.3. fejezet), majd a közetzárványok a bezáró intruzív testtel együtt ~ 550 °C-on, a retrográd út mentén metamorfizálódtak. Feltételezhető, hogy a kimutatott kontakt hatás csak részben nyitotta ki a megfelelő méretű xenolit tömbök ásvány szemcséinek izotóp óráját, míg az egyedi amfibol xenokristályok, és az ortogneisz biotit szemcséi az utolsó lehűlés ~ 300 Ma korát mutatják. A 310 Ma körüli adatokat így a xenolitok metamorfózisa és az ortogneisz ~ 500 °C alá történt lehűlésének ideje közötti keverék koroknak tekintjük.

Hasonlóan egyértelműen rajzolják ki a korszpektrum másik szélső értékét a földpát K/Ar és a cirkon FT koradatok. Elfogadva a vizsgált egységek fent részletezett P - T - d történetét, mely szerint a maximális fokú metamorf átalakulást követően a terület kőzeteit jelentős mértékű hőhatás nem érte, s a kimutatható deformációs események (D2, D3) retrográd viszonyokat rögzítenek, a cirkon és földpát korok hűlési korokként értelmezhetőek. Cirkon FT rendszerben a záródási hőmérséklet nagymértékben függ a rendszer hűlési sebességétől; ennek földtanilag reális értékeire ($< 500^\circ\text{C}/\text{Ma}$) záródási hőmérsékletként $260 \pm 30^\circ\text{C}$ rendszerint elfogadható (YAMADA & TSAI., 1995, BRANDON & TSAI., 1998). Mivel a K-földpát K/Ar rendszer esetében a záródási hőmérséklet ezzel összevethető értéket vesz fel ($250 - 300^\circ\text{C}$), a két izotóp rendszer által rögzített hűlési eseményt, mint a megfelelő mélység fölé történt kiemelkedést értékelhetjük. Ezáltal a ~ 175 Ma időpont a retrográd fejlődés kitüntetett pillanatát jelenti. Fontos kiemelni, hogy a földpát korok minden vizsgált mintában közel hasonló értéket adtak, ami a nagyrészt egységes litoszféra lényegében egyidejű kiemelkedésére utal. Az egységesen a-k-júra kiemelkedésen belül finomabb eltérésre mutathat, hogy az ortogneiszben ~ 20 millió évvel idősebbek a földpát korok az AG egységben mérteknél (185, ill. 160 Ma).

Figyelembe véve a xenolitokban detektált $\sim 680^\circ\text{C}$ T_{\max} felfűtést, az OG egységben ~ 30 Ma alatt $\sim 180^\circ\text{C}$ lehűlést tételezhetünk fel, ami az intrúzió esetében viszonylag gyors hűlési rátát,

$$\Delta T/\Delta t = (680^\circ\text{C} - 500^\circ\text{C})/(330\text{ Ma} - 300\text{ Ma}) = 6.0^\circ\text{C}/\text{Ma}$$

jelent. Ezután viszont jelentősen lecsökkent az ortogneisz további hűlési folyamata, amit, feltételezhetően, a metamorf tömeg folyamatos, lassú exhumációja szabályozott;

$$\Delta T/\Delta t = (500^\circ\text{C} - 260^\circ\text{C})/(300\text{ Ma} - 185\text{ Ma}) = 2.1^\circ\text{C}/\text{Ma}.$$

Az SG és AG egységek további K/Ar korai a fent definiált két szélső érték között találhatók, ilyen értelemben a variszkuszi metamorfózis és a $\sim 260^\circ\text{C}$ -ra történő lehűlés közötti retrográd fejlődést rögzítik. Az adatoknak alapvetően kétféle értelmezése adható. Amennyiben keverék koroknak tekintjük őket, akkor mindössze azt az evidenciát rögzíthetjük, hogy a maximális fokú metamorfózist retrográd fejlődés követte. Ellenkező esetben, elfogadva az egyes litológiai egységekre jellemző igen kis szórású hűlési kor eloszlás (AG: 222.1 ± 7.9 Ma; SG: 264.3 ± 3.1 Ma) tényét is, a két egység közel azonos, lassú ütemű kiemelkedésére következtethetünk. Az SG egységben ez alapján két lépésben

$$\Delta T/\Delta t = (650\text{ }^{\circ}\text{C} - 500\text{ }^{\circ}\text{C})/(330\text{ Ma} - 265\text{ Ma}) = 2.3\text{ }^{\circ}\text{C/Ma, majd}$$

$$\Delta T/\Delta t = (500\text{ }^{\circ}\text{C} - 260\text{ }^{\circ}\text{C})/(265\text{ Ma} - 175\text{ Ma}) = 2.7\text{ }^{\circ}\text{C/Ma}$$

lényegében azonos hűlési ráták adódnak. Hasonló megfontolással az *AG* egység lehűlési sebessége is alacsony ($3.1\text{ }^{\circ}\text{C/Ma}$) értékkel jellemezhető.

A mért K/Ar korokhoz hasonló gyakorisági maximumok az európai varisztikum több területén is kitüntetett jelentőségűek. A fenti értelmezési problémák miatt röviden célszerű kitekinteni ezen vizsgálatok tapasztalataira is.

DALLMEYER & TSAI. (1999), valamint (PANĂ, 1998; BALINTONI & TSAI., 2007A, B) szerint az Apuseni hegység északi egységére az *OG* egységben mérttel azonosnak tekinthető 300-317 Ma amfibol hűlési K/Ar korok jellemzőek. STRUTINSKI & TSAI. (2006) közel 600 K/Ar kor összehasonlító elemzését végezte el Romániában, a Kárpátok ívén belül eső területen. Megállapították, hogy a Pannon-medence keleti területein, valamint az Apuseni hegység metamorfikumában kiemelkedő a < 250 Ma adatok mennyisége (Kimmériai korok). Különösen gyakoriak a ~ 220 Ma adatok, elsősorban különböző gneisz típusok esetében. Az értelmezéssel kapcsolatos dilemmáik a mieinkhez hasonlóak; nem tudják egyértelműen eldönteni, vajon a kapott adatok az alpi orogén által részben felülírt Variszkuszi korokként, vagy a retrográd metamorfózishoz kapcsolható hűlési korokként értelmezendők. A Békési-medence északi részével metamorfózist tekintve leginkább azonosítható Szamos sorozat (BALÁZS & TSAI., 1984) legfelső, amfibolitból és csillámpalából álló egységeiből PAVELESCU & TSAI. (1975) 209 ± 6 , illetve 227 ± 8 millió évet határozott.

Az európai Varisztikum távolabbi területein sem ritkák az esetünkben mérthez hasonlóan fiatal korok. (Figyelembe véve, hogy R. VARGA & TSAI. (2003, 2007) a Mecseki zóna felső-karbon törmelékes sorozatát a Szudéták hasonló korú és kifejlődésű képződményeivel párhuzamosítják, az alábbiakban csak a Cseh masszívum ÉK-i területeiről publikált adatokat vizsgáljuk.) A KTB mélyfúrás anyagának vizsgálata alapján WEMMER & AHRENDT (1997) – további, még fiatalabb koradatok mellett – az *AG* és *SG* koradataival lényegében megegyező fiatal korokat ($222 - 262$ Ma) publikáltak. Ezek nagy számát látható deformációval nem járó, átható retrográd átalakulással magyarázzák. MALUSKI & TSAI. (1995) Sziléziából, ŻELAŻNIEWICZ & TSAI. (2006) a Szudétákból számolnak be különböző kőzeteken $220-230$ Ma K/Ar retrográd korokról. Értelmezésük szerint az orogén lassú kiemelkedését és lehűlését ekkor szakította meg a Pangea riftesedése. Az európai Varisztikumban hasonlóan a júra cirkon FT korokat mért és $< 10\text{ }^{\circ}\text{C/Ma}$ hűlési rátát számolt THOMSON & ZEH (2000), akik eredményeiket posztorogén denudációval magyarázzák. A hasonlóan ~ 160 Ma cirkon FT

korok ugyanakkor júra hidrotermás aktivitás eredményei a Schwarzwald varisztikumában (TIMAR-GENG & TSAI., 2004). Itt – ellentétben a Pannon-medence vizsgált aljzatával – a posztvulkáni hatásnak közettani bizonyítékai is vannak.

Összességében az eddig rendelkezésre álló izotópos koradatok a terület fejlődésének pontos rekonstruálásához még nem elegendők; a geokronológiai adatok értelmezése a metamorfózis egységesen ~ 330 Ma, variszkuszi korától eltekintve rendkívül bizonytalan. Az összes posztmetamorf esemény retrográd jellege, valamint a cirkon FT és az egységenként homogén amfibol és földpát koreloszlások alapján az aljzat folyamatos posztorogén emelkedése feltételezhető.

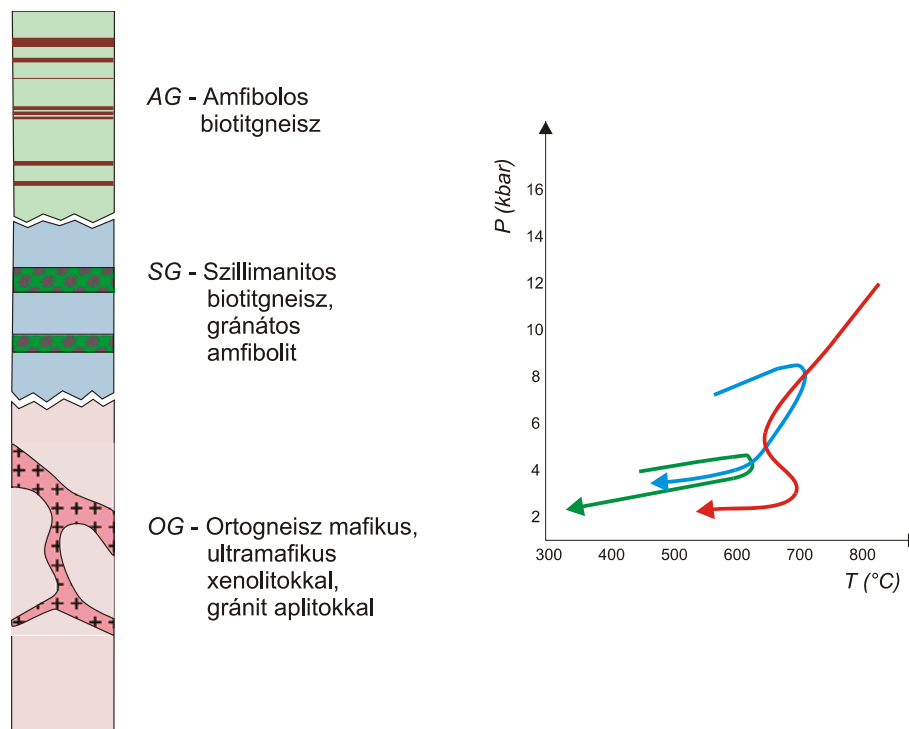
IV.1.6. A FÖLDTANI INFORMÁCIÓ TÉRBELI KITERJESZTÉSE

IV.1.6.1. IDEÁLIS RÉTEGOSZLOP

A Békési-medence északi peremének vizsgált metamorf aljzat blokkjai egymáshoz igen hasonló szerkezeti és litológiai képet mutatnak; azokat alapvetően eltérő petrográfiai jellegű, és lényegesen különböző metamorf fejlődést sugalló egységek építik fel. Bár a közettani egységek relatív helyzete a legtöbb fúrásban nem állapítható meg, számos esetben különböző mélységekben eltérő kőzetanyag jellemző. Az ezek alapján rekonstruálható ideális kőzetoszlop szerint legmélyebb helyzetben az ortogneisz, ennek fedőjében szillimanitos gneisz, majd legfelül az amfibolos biotitgneisz kőzet együttes található. A fenti litológiai sorrendet ezért a teljes vizsgált területre általánosnak fogadjuk el (IV.40.a. ábra). Mivel az egyes egységek metamorf fejlődéstörténete markánsan eltér egymásától (IV.40.b. ábra; v.ö. IV.31., 33., 34. ábrák), a határok kialakulását posztmetamorf tektonikus mozgásoknak tulajdonítjuk. Mivel az AG-SG határ csökkenő hőmérséklet mellett, magasabb hőmérsékleten (zöldpala fácies, prehnit-pumpellyit fácies) keletkezett, mint a kataklázit megjelenésével jellemzett SG-OG határ, az előzőt idősebbnek tételezzük fel.

A SzD és az MFD területén a szénhidrogén kutatási és a litoszféra alapkutatási célból modern digitális technikával végrehajtott szeizmikus mérések a 70-es évek második felében kezdődtek. Ezek során a szénhidrogén ipar igényeinek megfelelő műszaki paramétereket (nagy frekvenciás gerjesztés, alulvágás) alkalmaztak, ami az aljzataból csak gyenge, bár többnyire folytonos reflexiókat biztosított. Ezzel együtt, az alaphegységre vonatkozó legfontosabb cél, az aljzattető időtérképének meghatározása mellett az értelmezések igazolták, hogy a kristályos tömegben belül több, intenzíven tektonizált zónára utaló jel van (ALBU & PÁPA, 1992). A tágabb környezetben készült szeizmikus litoszféra kutatás keretében mért

szeizmikus szelvény alapján POSGAY & TSAI. (1995) lapos szögű, ÉNy-i vergenciájú feltolódásra utaló, alaphegységen belüli reflexiókat mutattak ki.



IV.40. ábra – Ideális kőzetoszlop a Békési-medence északi peremének vizsgált aljzatlókkjaiban. (Alábra: a három litológiai egység metamorf fejlődésének egyszerűsített képe. v.ö.: 31., 33., 34. ábrákkal)

Az utóbbi években megkezdődött az ipari céllal készült szeizmikus szelvények újraértelmezése az aljzattal kapcsolatos problémák megoldására. A közettani és szeizmikus információt ötvöző munka során egy olyan post stack jel/zaj arányt javító műveletsort sikerült kikísérletezni¹, mellyel a kristályos aljzaton belüli szerkezeti elemeket reprezentáló reflexiók kiemelhetők, felerősíthetők, így értelmezhetők (M. TÓTH & TSAI., 2008).

Az eljárást a SzD területén alkalmazva, az aljat felszínének közelében eltérő jellegű reflexiók ismerhetők fel, melyek a fúrásokban rendelkezésre álló közettani információ alapján az egyes litológiai egységekkel azonosíthatók. Míg az ortogneisz a szeizmikus szelvényeken közepes energiájú, váltakozó folytonosságú reflexiók képként, a szillimanitos gneisz nagy energiájú, hosszan követhető, vastag reflexiók kötegekként jelenik meg, az amfibolos gneisz szórt, rendezetlen, rossz folytonosságú, kis amplitúdójú jelcsomagokat eredményez. A litológiai egységek horizontális kiterjesztése megerősíti azt a korábbi megállapítást,

¹ A szelvények újraértelmezését Redlerné Tátrai Marianna, és Kummer István (ELGI) végezték. A szeizmikus szelvények értelmezése a LandMark (Halliburton Company) SeisWorks 2D és 3D programcsomag alkalmazásával történt. Az értelmezést nagymértékben segítette a szeizmikus attribútum szelvények figyelembevétele, így a reflexióerősség, a pillanatnyi fázis, valamint az ezekből származtatott zéró-átlagú reflexióerősség konvolúciója a pillanatnyi fázis koszinuszával (perigram*cosφ).

miszerint a terület északi oldalát az *OG* egység kőzetei alkotják, míg a hát déli, központi részén legmélyebb helyzetben az *OG*, majd e fölött az *SG* és az *AG* zóna kőzetei találhatók.

Az összes vizsgált szelvényen azonosíthatók azok a laposzsögű feltolódások, melyek eredményeként az egyes litológiai egységek közel É-D-i irányú elrendeződése kialakulhatott. A takarós-pikkelyes szerkezet eredménye, hogy az *SG* és *AG* anyagú egységek vastagsága rendszerint a 200-400 métert nem haladja meg. A szeizmikus kép alapján esetenként az alsó- és felső-pannon képződmények határáig követhetők azok a meredek, főleg extenziós szerkezetek, melyek az aljzat szerkezetét is jelentős mértékben befolyásolják, akár 2-300 méteres vertikális elmozdulást is okozva (M. TÓTH & TSAI., 2008).

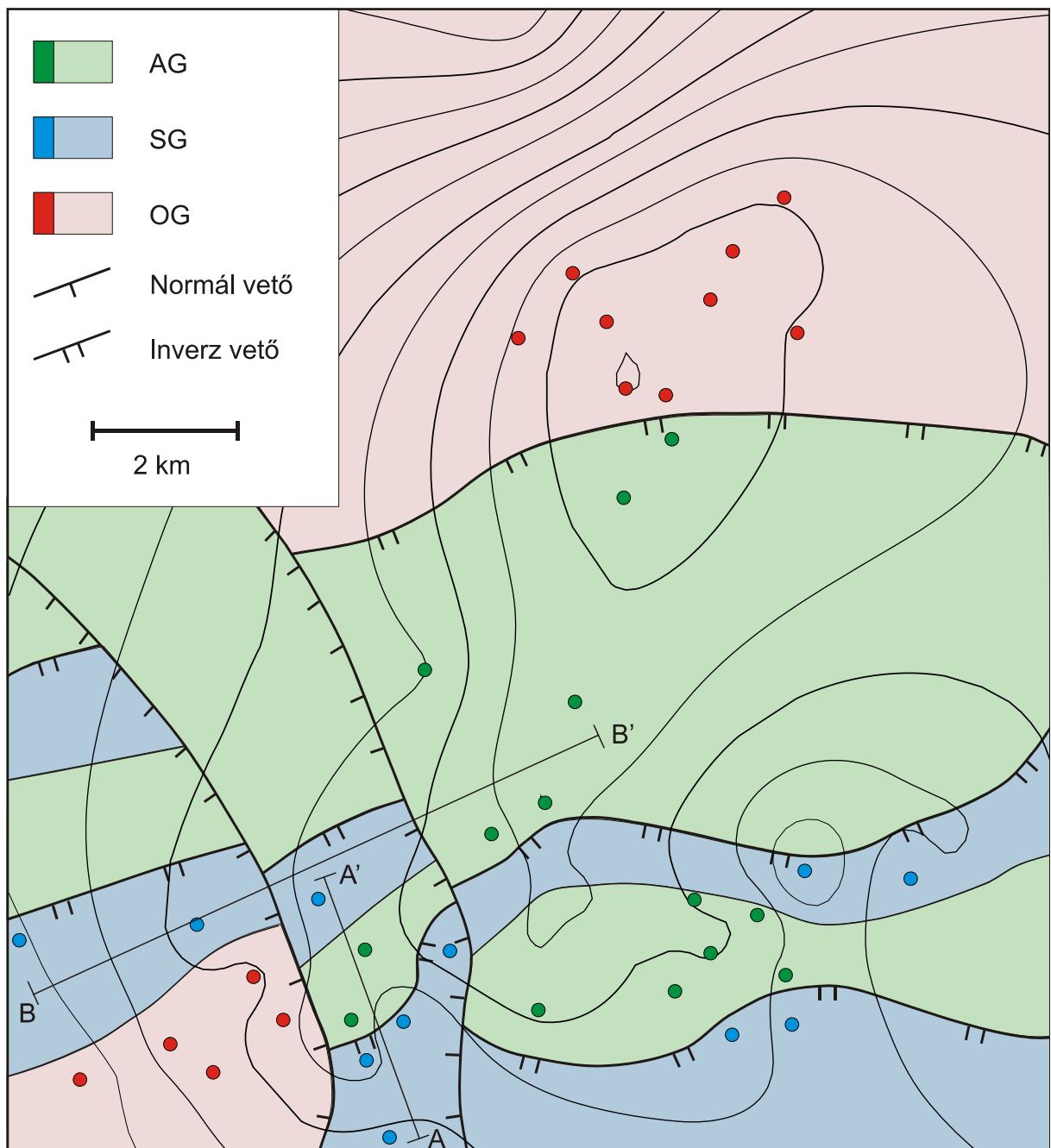
A szeizmikus szelvények újraértelmezése mind a litológiai egységek térbeli helyzetével, mind a szerkezetfejlődés fő vonásaival kapcsolatban megerősítette a közettani eredményeket.

IV.1.6.2. FÖLDTANI TÉRKÉP, SZELVÉNYEK

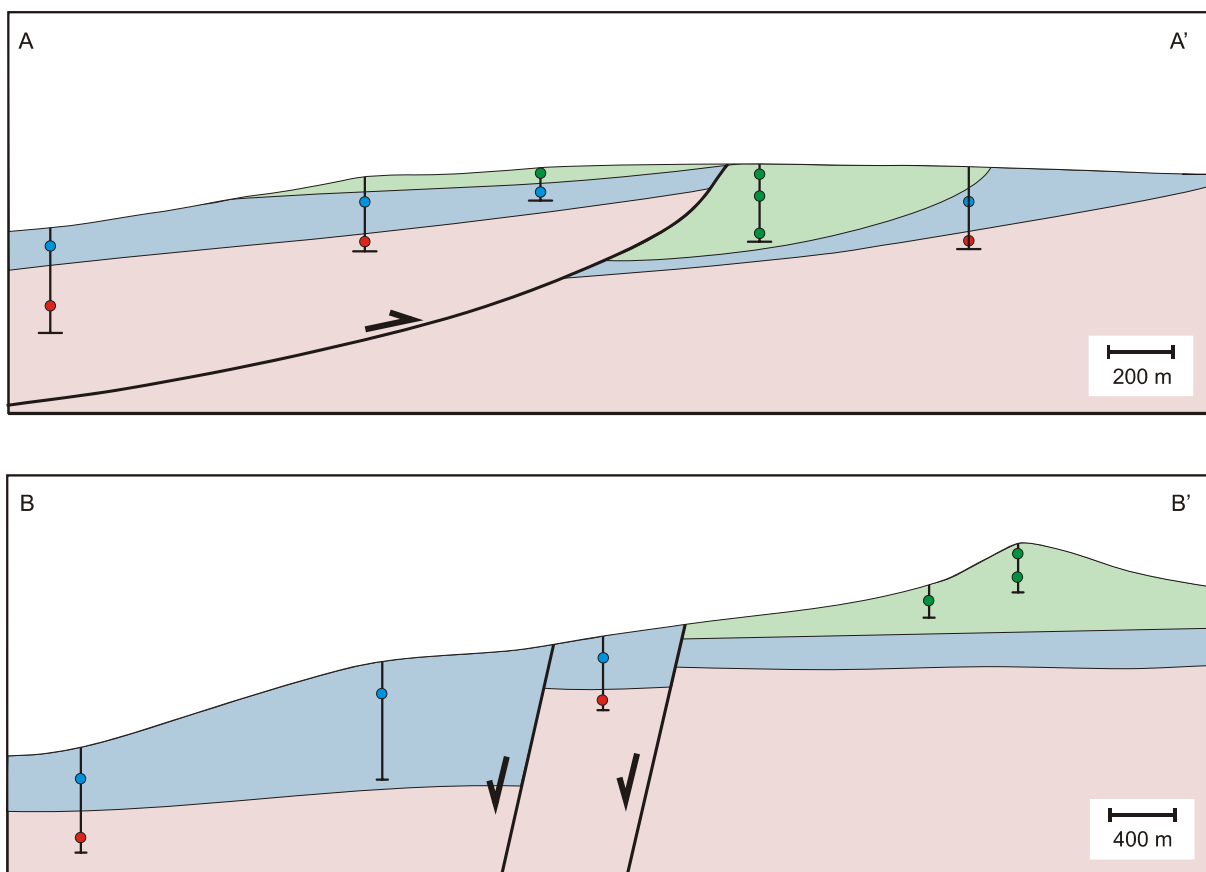
Az egyes kutatási területek összes vizsgálható fűrőmagjának részletes elemzése és a fenti közettani csoportokba történő besorolása és a szeizmikus információ integrálása alapján kísérletet tehetünk a fent definiált litológiai egységek (*OG*, *SG*, *AG*) térbeli helyzetének meghatározására, a 3D közetváz modellek megalkotására. Bár ez a munka természetesen óriási bizonytalansággal terhelt (pontszerű mintavétel, nagyléptékű gyúrt szerkezetek ismeretének teljes hiánya, stb.), a továbbiak szempontjából mégis érdemes egy mégoly bizonytalan térmodellben is összefoglalni petrológiai vizsgálataink eredményeit.

IV.1.6.2.1. MEZŐSAS-FURTA DÓM

Az összes fűrőmag litológiai besorolását elvégezve, az *AG* és *SG* típusok a terület térképén feltűnő KÉK-NYDNY irányú pásztákba rendeződnek (IV.41. ábra). A dóm északi, leginkább kiemelt területét kizárólag az *OG* egység kőzetei alkotják. A megfelelő (a fenti irányra merőleges) A-A' szelvény mentén (IV.42. ábra) az egyes közettanilag értelmezett fűrőmagok térbeli helyzete értelmezhető a korábbi ideális kőzetoszlop, valamint szerkezetfejlődés modellje értelmében. Eszerint a már korábbi folyamatok során konszolidálódott *AG-SG* duplexek rátolódtak a parautochton helyzetű *OG* egységre, majd a teljes szerkezet további térrövidülést szenvedett. Hasonló, az A-A' iránnyal párhuzamos szelvények ezzel azonos geometriát mutatnak. Ez a kép némileg módosítandó a terület DNY-i felén, ahol – a MFD és a SzD közötti árok irányában – ÉNY-DK csapású normál vetők sorozatát kell feltételezzük (B-B' szelvény, IV.42. ábra).



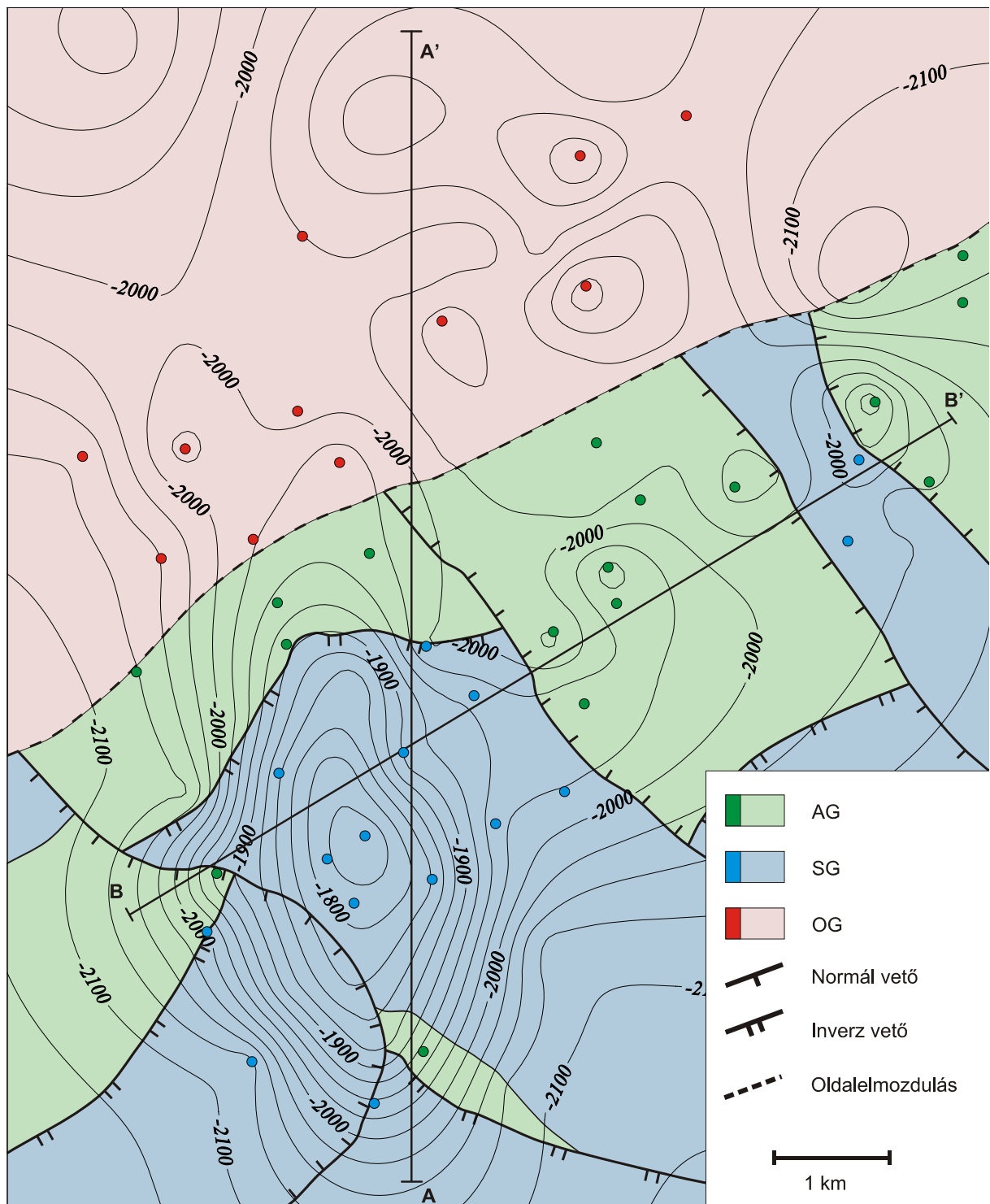
IV.41. ábra – A MFD földtani térképe a kőzettani adatok értelmezése alapján



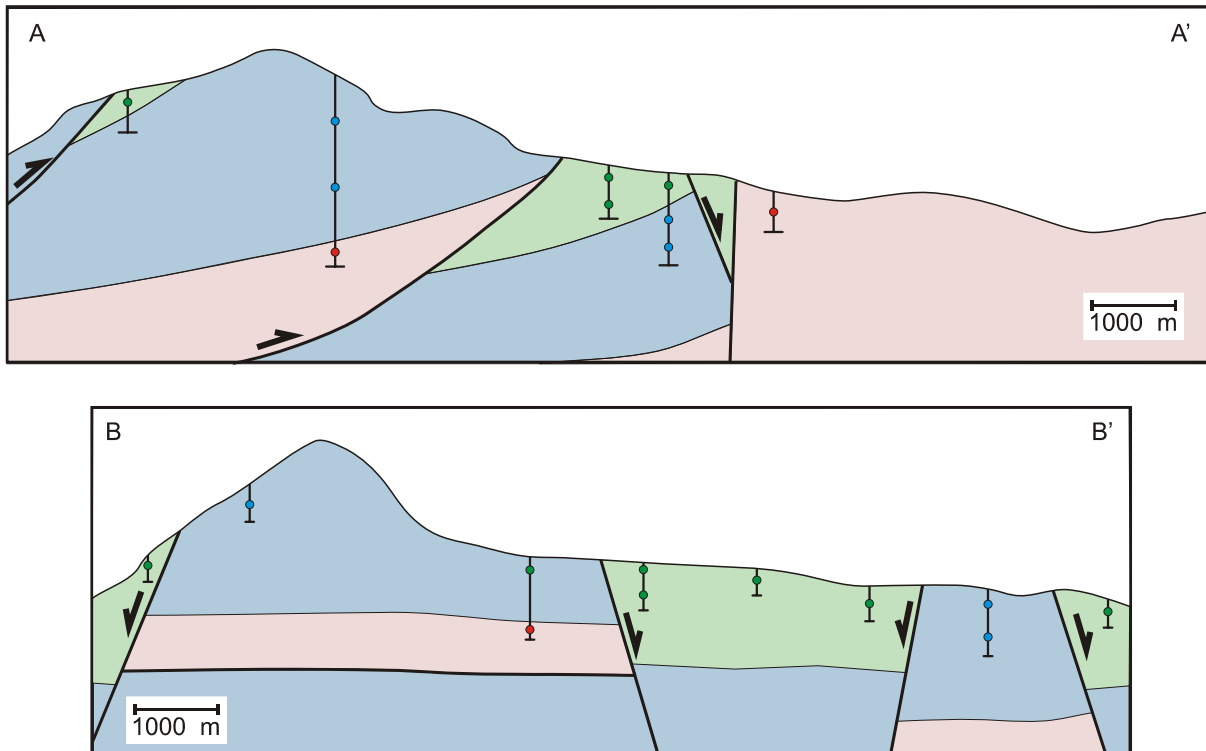
IV.42. ábra – Jellemző földtani szelvények az MFD területén.

IV.1.6.2.2. SZEGHALOM DÓM

Az MFD területén megismert ÉNY-i irányú feltolódások és közel azonos csapású horst-graben szerkezet alkotta mintázat folytatódik a nyugati szomszéd, SzD területén is, ahol a hasonló AG-SG-OG triplexek szintén felismerhetők. A metamorf hát térképe (IV.43. ábra), és megfelelő irányú földtani szelvényei (IV.44. ábra) a fejlődési modell, a nagyszámú fúrómag litológiai besorolása és a szeizmikus értelmezések alapján biztonsággal megszerkeszthetők.



IV.43. ábra – A SzD földtani térképe a közettani adatok alapján. A szerkesztés során 2D szeizmikus szelvények újraértelmezésének eredményeit is figyelembe vettük.



IV.44. ábra – Jellemzőes földtani szelvények a SzD területén.

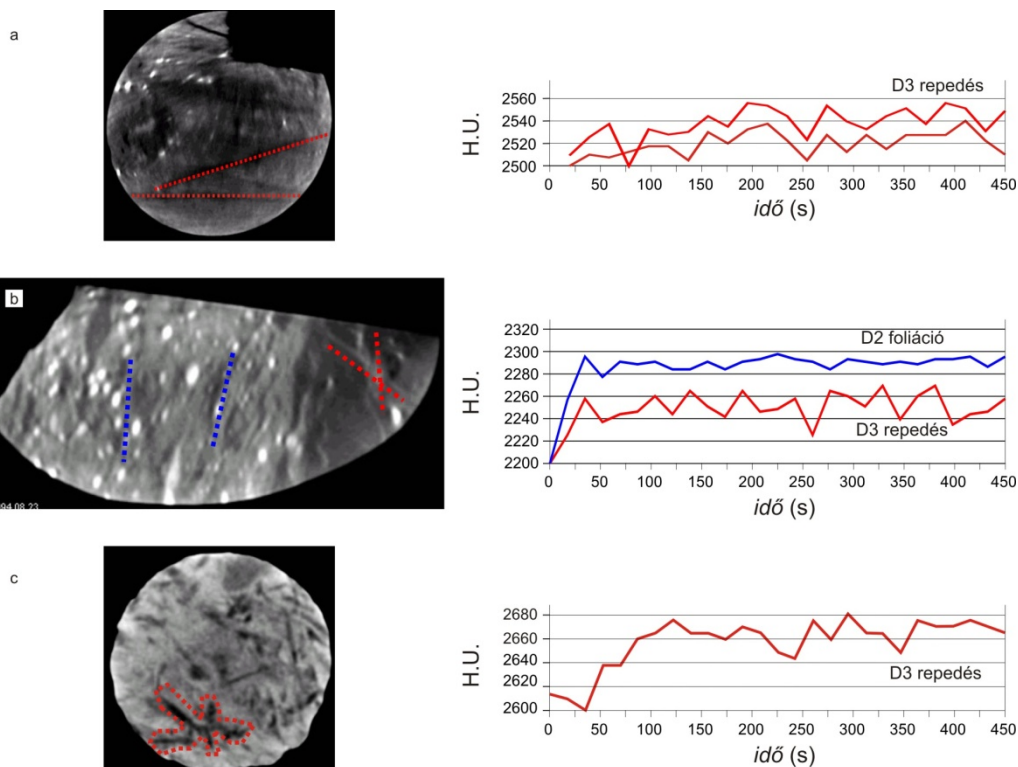
IV.1.7. REPEDÉSCEMENTÁCIÓ, PALEOHIDROLÓGIA

IV.1.7.1. FELTÖLTÉSES CT VIZSGÁLATOK

A CT alatti besajtolásos vizsgálatok (III.8.1. fejezet) helyes értelmezéséhez alapvetően fontos, hogy a magon makroszkóposan felismert közettani és szerkezeti bélyegeket minél pontosabban azonosítani lehessen a CT felvételeken. Ezért a tomográfus kép és a fúrómag szerkezeti bélyegeinek kiértékelése minden esetben párhuzamosan történt, a feltölódásos szerkezeteket a D2, míg a normál vetőket a D3 deformációs eseményhez soroltuk. Az azonosítást jelenösen megnehezítette, hogy a kőzetváz és a törések anyaga között rendszerint kismértékű a sűrűség különbség, ami hasonló Hounsfield értékeket (H.u.) eredményezett.

A munka következő fázisában vízzel való feltöltés közben a CT sűrűség képeken meghatároztuk a kijelölt területek egyes időszelletekre eső Hounsfield sűrűségértékeinek középértékét az idő függvényében. Amennyiben a folyamat során az adott törési elem folyadékot vett fel, a mért sűrűségértékek növekedtek a kiinduló, kivákuumozott állapothoz képest. Így egyértelműen meghatározható, hogy az adott repedésrendszer melyik része működik áramlási pályaként, és melyik nem. Az áramlási modellezésre három mintát választottunk ki:

- 1) A *Sas-Ny-7* fűrőmag két részből áll; egyik felét mind makroszkópi, mind mikroszkópi megjelenése alapján ortogneisz, a másikat gránátos amfibolit xenolit alkotja. A gneisz relikvt poligonális szövetét kvarc és földpát, elsősorban plagioklász definiálja, a foliációt meghatározó kevés biotit intenzíven kloritosodott. A mintában azonosítható néhány meredek D3 repedés, melyek keresztezik a gneisz-xenolit határt. A feltöltés során ezekben a szerkezetekben a H.U. értékek ~ 40 egységgel nőttek (IV.45.a. ábra); a törések kis mennyiségű fluidumot vezetnek.
- 2) A *Sas-6* fűrőmag kőzettanilag gránátos szillimanitos biotitgneisz. A foliációt definiáló biotit kloritosodott, szericitesedett (D2); a minta kvarc-dús szakaszán néhány meredek D3 repedés azonosítható. A törések a jól foliált gneisz határán elhalnak, amint ezt a CT felvételek is igazolják (IV.45.b. ábra). A feltöltéses mérési adatok elemzése azt mutatja, hogy míg a fellazult palássági síkok mentén kismértékű fluidum vezető képesség feltételezhető, a kizárólag a kvarc-dús kőzet doménekre jellemző meredek mikrorepedések nem mutatnak számottevő működést (IV.45. ábra).
- 3) Az AG egységbe tartozó, amfibolit anyagú *Sas-15* fűrőmag főleg amfibolból és plagioklászából áll. A minta meredek D3 repedésekkel sűrűn átjárt, a törések részben nyitottak, részben klorit és kalcit által cementáltak. A feltöltéses mérés során a D3 repedések viszonylag jelentős mértékű működési mechanizmust igazoltak, (IV.45.c. ábra), a törések közötti kommunikáció is biztosítottnak látszik.



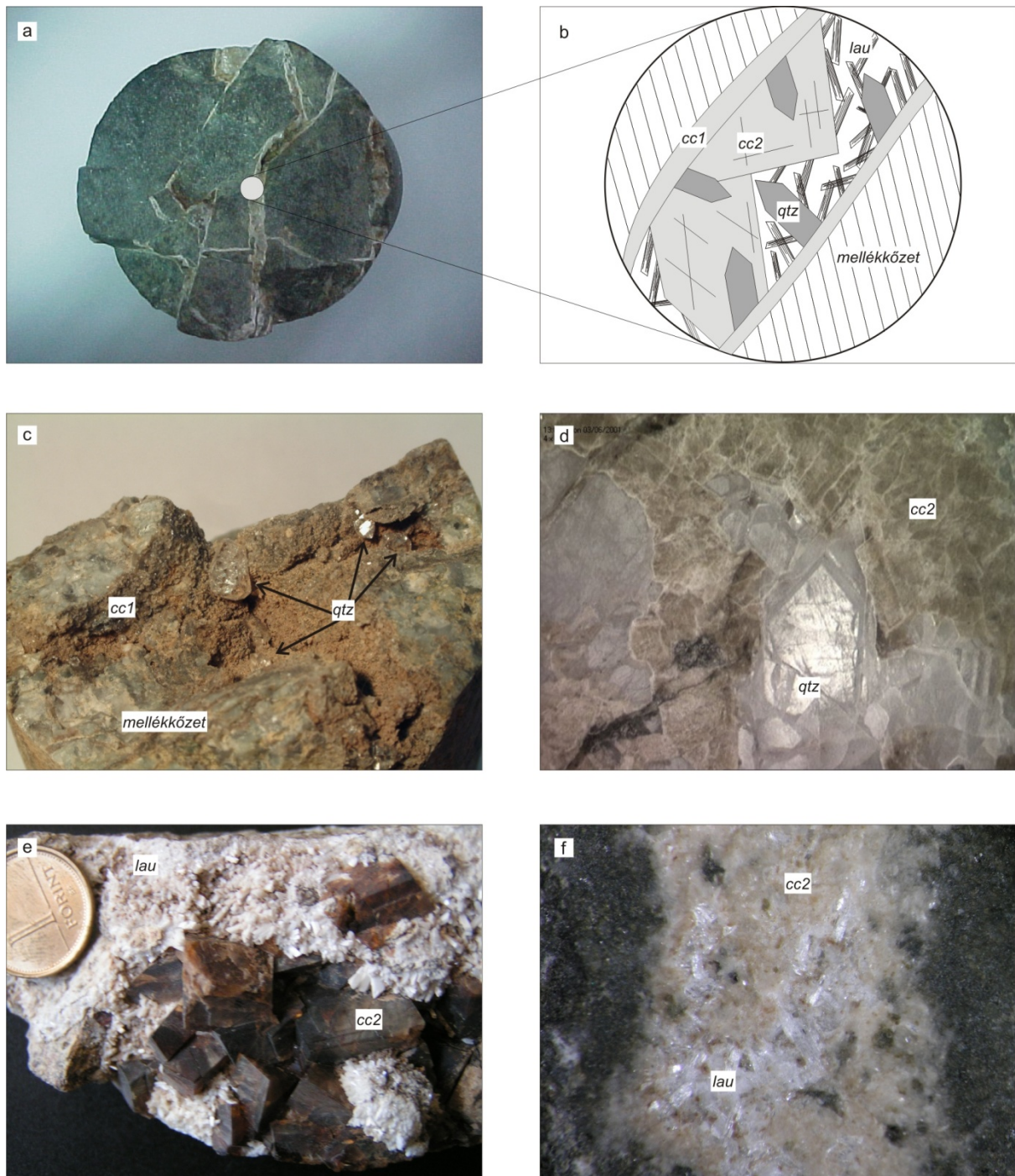
IV.45. ábra – Jellemzőes mazórsasi kőzetminták CT képei és a feltöltéses vizsgálatok eredménye. a) *Sas-Ny-7*; b) *Sas-6*; c) *Sas-15* (részletek a szövegben)

Összességében számottevő vízvezető képességet kizárólag az *AG* egység választott mintája esetében lehetett igazolni; a szillimanitos gneiszben a foliált kőzet határán elhaló rövid D3 repedések impermeábilisan viselkednek. Az ortogneisz kismértékű foliációja miatt az amfibolit xenolit repedései a befoglaló gneiszben is nyomozhatók, s a két egység kőzetfizikai viselkedése is összevethető egymásával.

IV.1.7.2. REPEDÉSKITÖLTŐ SZEKVENCIA

A fúrómagokon észlelhető D3 törések nyitottsága rendszerint 0.1 mm körüli, de helyenként, a magból kifutó, s így feltételezhetően hosszabb repedések esetében akár a 20 mm-t is eléri. Túlnyomó részük zárt (v.ö. *IV.39.a-d. ábrák*), de jelentős a részben nyitott repedések száma is (*IV.46.a. ábra*). Az ereket kitöltő komplex ásványszekvencia meglehetősen állandó a teljes vizsgált területen (*IV.46.b. ábra*). Általánosan <1 mm méretű idiomorf pirit kristályokkal kezdődik, majd a mellékkőzet összetételének függvényében filloszilikát fázisok következnek. A gneisz mintákban az illit dominál, míg az amfibolitok uralkodó repedéskitöltő rétegszilikát ásványa a klorit (M. TÓTH, 1992). Az első kalcit fázis (cc1) vékony, <100 µm bevonatot alkot a repedések falán. Ezt kvarc követi, mely akár ~5 mm méretű fennőtt kristályokat is alkot a kalcit bevonaton (*IV.46.c. ábra*). Több egymást követő lépésben keletkezett, amire az egyes zónákat elválasztó szilárd és fluidum zárvány sorok utalnak (SCHUBERT, 2003). A kvarc zónás felépítését a CL vizsgálatok is megerősítik; a szemcsék magja nem lumineszkál, majd a perem felé rövid életű kék és zöldeskék zónák követik egymást (JUHÁSZ & TSAI., 2002). A kvarc növekedését különösen az intenzíven töredezett, nyitott repedéseket tartalmazó mintákban, a repedés falon lezajló földpát visszaoldódás követi. Mindezek után (*IV.46.d. ábra*) igen jelentős mennyiségben kalcit (cc2) keletkezett, mely helyenként >20 mm méretet is elérő átlátszó, esetenként barna színű romboéderes kristályokat alkot (*IV.46.e. ábra*). Számos esetben jelentős mennyiségű pervazív karbonátként jelentkezik, amely a repedéseken túl teljesen átalakította a mellékkőzetet is. A két kalcit fázis szekvenciában elfoglalt helye, mennyisége alapján egyértelműen megkülönböztethető egymástól. Mindezeket túl a cc2 fázis fluoreszkál, s CL képén a narancssárga alapszín mellett barna lumineszkáló zónák jellemzik. A cc1 fázis nem fluoreszcens, s az előzőtől eltérő, igen halvány narancssárga CL szín jellemzi.

Az utolsó következetesen, de elsősorban a nyitott repedésekben megjelenő fázis a laumontit (*IV.46.e., f. ábra*). Helyenként akár 10 mm-t is elérő kaotikusan egymásra növekvő kristályok halmazaként fordul elő. Különösen gyakori a SzD déli, központi területein, valamint a mezőási szerkezet DNY-i részén. Röntgen diffrakciós mérések alapján valószínűsíthető, hogy más zeolit fázis nincs jelen a vizsgált terület repedéseiben.



IV.46. ábra – A D3 repedéseket kitöltő ásványszekvencia. a) különösen az amfibolitokban jellemző a nyitott, csak részben cementált repedések nagy száma (Szh-2); b) a D3 repedésekben általánosítható cementsorrend $cc1 \rightarrow qtz \rightarrow cc2 \rightarrow lau$; c) fennőtt kvarc kristályok repedésfalán (Szh-167); d) a zónás, fennőtt kvarcot tömeges cc2 követi a repedésekben (SzNy-3); e) az esetenként barna cc2 romboédes kristályaira laumontit szemcsék nőnek (Szh-180); f) finom szemcsés cc2 és lau kitöltött repedésben (Szh-2)

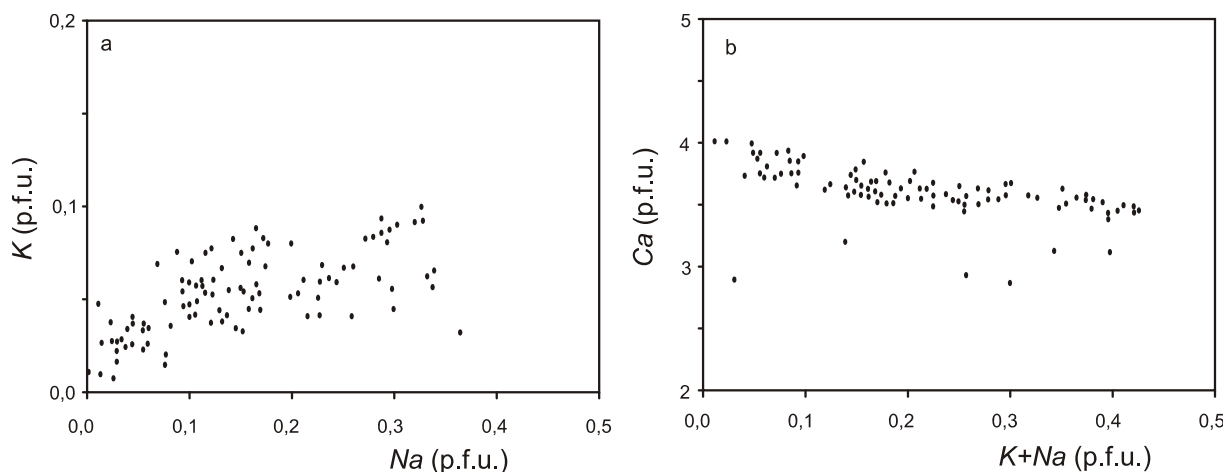
A vizsgált metamorf közetttestben a töréses deformáció, majd a repedések cementációja feltételezhetően viszonylag kis mélységben zajlott (lásd később), így – figyelembe véve, hogy meteorikus vizek akár 10 km mélységig beszivárgnak a litoszférába (TAYLOR, 1977; WICKHAM & TSAI., 1993; MORRISON, 1994; MUNZ & TSAI., 1995; GLEESON & TSAI., 2003), felmerül az aljzat és a fedő üledékek közötti hidraulikai kapcsolat lehetősége. Ezért a repedések cementációjának, valamint a metamorf aljzatra települő Békési konglomerátum és Szolnoki homokkő diagenézisének vizsgálatát párhuzamosan végeztük (M. TÓTH & JUHÁSZ, 1997, JUHÁSZ & TSAI., 2002). Bár jelen dolgozatnak nem tárgya az üledékes képződmények cementációtörténetének részletes tárgyalása, az összefüggő fluidum evolúció miatt célszerű röviden összefoglalni az ezzel kapcsolatos legfontosabb megállapításokat is.

A diagenetikus szekvencia mindkét üledékes képződményben a detritális szemcsék (metamorf közettörmelék, dolomit, földpát, biotit) kioldódásával, majd korai framboidális pirit kristályosodásával kezdődik. Az átalakuló biotitot sziderit, a földpátot kaolinit és illit helyettesíti. A korai karbonát cement összetétele Fe-kalcit, ankerit a Békési Formációban, míg kalcit a másik esetben. A kaolinnal együtt mindkét képződményben ezek a fázisok adják a cement döntő hányadát (~35%). A korai karbonát után térfogatilag kevésbé jelentős mértékű kvarc cementáció zajlott, végezetül ismételten karbonátok keletkeztek (JUHÁSZ & TSAI., 2002).

IV.1.7.2. ÁSVÁNYKÉMIA

A korai repedés kitöltő pirit esetében felmerül, vajon az aljzat más területeihez hasonlóan (pl. Dorozsma; M. TÓTH & TSAI., 2002, ill. IV.2.3.3. fejezet) tekinthető-e komplex szulfidos ércesedés, s ezen keresztül jelentős másodlagos porozitás csökkenést okozó hidrotermás hatás indikátorának. Szemikvantitatív RFA méréseink azt mutatják, hogy a vizsgált ásvány szeparátumokban az összes potenciális, piritbe beépülni képes kalkofil elem (Cu, Zn, Pb, As, stb.) a < 30 ppm tartományban mozog; az ásvány lényegében tiszta vas-szulfidnak tekinthető. A repedés kitöltő klorit jellemzően klinoklór összetételű $Al^{IV} \sim 1.2 - 1.9$ és $Mg\# \sim 0.5$ mellett (IV.17. táblázat). A két eltérő színben előforduló (halvány barna, illetve színtelen) cc2 kalcit kristályok minden mért ásványkémiai paramétere megegyezik egymással; az elszíneződést mikromennyiségű diszperz szerves anyag okozhatja. A 9 különböző fúrásból mintázott szemcsék közel 500 elektron mikroszkopos mérésének eredménye azt mutatja, hogy a lényegében tiszta kalcit kristályok $((Fe+Mn+Mg+Sr)CO_3 < 1\%)$ kémiai összetételükben homogének, és a teljes vizsgált területen azonos jelleget mutatnak.

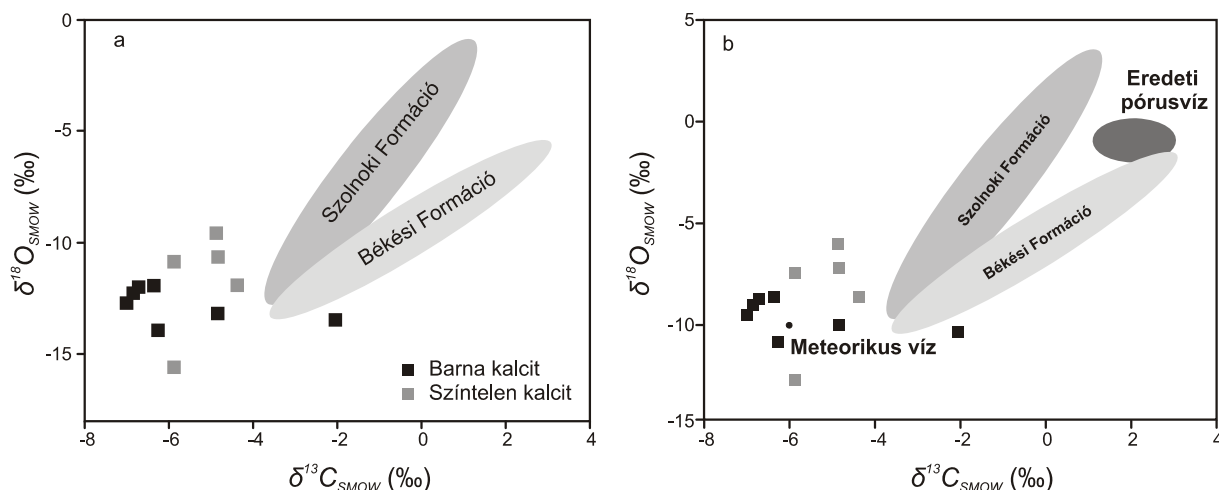
A kilenc fűrásból készített elektron mikroszkonda elemzések megerősítik, hogy laumontit mellett nincs további zeolit ásvány a vizsgált repedésrendszer cementjében. A vizsgált laumontit az irodalmi adatokkal egyezően (LIOU & TSAI., 1991) alacsony K és Na tartalmú ($\text{Na} < 0.4$, $\text{K} < 0.1$ p.f.u., 48 oxigén esetén; *IV.18. táblázat*). Több mint 100 mérési pont adata alapján az alkáliák mennyisége erős korreláció mellett egymással monoton növekvő, míg a Ca-mal monoton csökkenő lineáris kapcsolatot mutat (*IV.47. ábra*).



IV.47. ábra – A repedéskitöltő laumontitok kémiai összetétele. a) K – Na; b) K+Na – Ca; 48 oxigén mellett

Az aljzatra települő üledékes sorozatok korai cementjét alkotó kalcit kémiai összetétele szignifikánsan eltér egymásétól, és az aljzati repedésekben mért cc2 fázisétól is. A Békési Formáció kalcit cementjében $\text{Fe} \sim 10000$ ppm, $\text{Mg} \sim 1000$ ppm, $\text{Mn} \sim 500$ ppm, $\text{Sr} \sim 1500$ ppm a jellemző koncentráció. A Szolnoki Formáció kalcitjának összetétele $\text{Fe} \sim 2500$ ppm, $\text{Mg} \sim 4500$ ppm, $\text{Mn} \sim 500$ ppm, $\text{Sr} \sim 600$ ppm körül alakul (JUHÁSZ & TSAI., 2002).

Izotóp összetétel tekintetében (12 minta alapján) a repedéskitöltő cc2 kalcit fázis mind szén (-7.02‰ – -2.07‰), mind oxigén izotópban (-15.97‰ – -9.27‰) szegény (*IV.19. táblázat*). A vizsgált üledékes képződmények egymáshoz igen hasonlóan viselkedve, széles trendet fednek le a $\delta^{13}\text{C}$ – $\delta^{18}\text{O}$ térben. Mindkét cement kalcit nehezebb $\delta^{13}\text{C}$ -ban, mint a repedéskitöltő kalcitok jellemző értékei (Békési F.: -3.92‰ – 2.91‰ , Szolnoki F.: -3.52‰ – 1.03‰); az oxigén izotóp összetétel a két képződmény esetén a -15.74‰ – -4.80‰ , illetve a -15.95‰ – -4.36‰ intervallumban változik (*IV.48.a. ábra*).

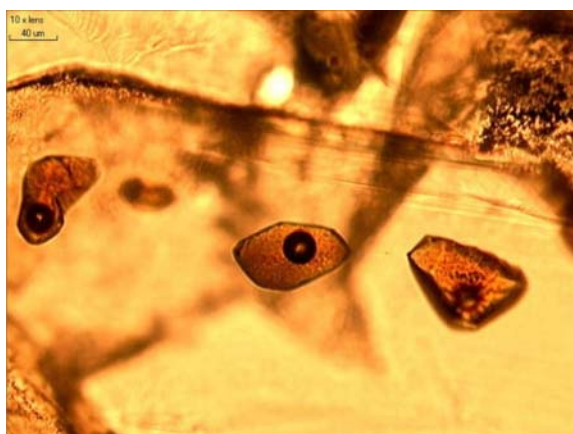


IV.48. ábra – C – O izotóp eloszlás az aljzat repedéskitöltő, valamint a fedő üledékek cement kalcitjában. a) mért izotóp eloszlás; b) a fluidum zárvány mérések figyelembe vételével módosított C – O izotóp eloszlás (részletek a szövegben)

IV.1.7.3. FLUIDUMZÁRVÁNY VIZSGÁLATOK

A fluidumzárvány vizsgálatok két lépésben zajlottak. A korai, minden fázisra kiterjedő feldolgozás (M. TÓTH & JUHÁSZ, 1997, JUHÁSZ & TSAI., 2002) után részletesen vizsgáltuk a fennőtt kvarc kristályokba zárt szénhidrogén zárványok paramétereit (SCHUBERT, 2003; SCHUBERT & TSAI., 2007). Mivel ez utóbbi méréseket jelentős részben nem én végeztem, azok eredményeit elkülönítve mutatom be.

A repedéskitöltő korai kalcit kristályokban azok rendkívül kis mérete miatt nem volt lehetőség fluidumzárvány vizsgálatokra. A korai vizsgálatok során a vizsgált fennőtt kvarc kristályokban elsődleges vizes zárványokat nem találtunk, a behegedt síkok menti másodlagos zárványok egyöntetűen $T_{mICE} = -2.5 - -2.1$ °C és $T_{hom} = 118 - 125$ °C értéket adnak.



IV.49. ábra – Negatív kristályformát mutató szénhidrogén zárványok repedéskitöltő kvarcban (SzH-2)

A kvarc kristályok nagyméretű (~ 50 μm), elsődleges, rendszerint negatív kristályformájú, sárga fluoreszcens színű L+L+V típusú zárványokat is tartalmaznak (IV.49. ábra), a kristályok növekedési zónái mentén hasonló fluoreszcens színű, apró (~ 5 μm) zárványokból álló zárványsorok záródtak be. A nagyméretű zárványok homogenizációs hőmérséklete 97 – 106 °C, a zárványsoroké 107 – 121 °C intervallumban változik. A másodlagos, vizes zárványsorokkal együtt megjelenő fluoreszcens zárványok mikrotermometriai vizsgálata azok kis mérete (~ 2 μm) miatt nem volt megoldható.

A késői kalcit (cc2) kristályai kerekded, $\sim 10 \mu\text{m}$ méretű, egyfázisú vizes zárványokat zárnak be, melyek rendszerint a szemcsék növekedési zónái mentén csapdázódtak. Ez a megjelenés elsődleges eredetre, és alacsony bezáródási hőmérsékletre ($< 50^\circ\text{C}$) utal (GOLDSTEIN & REYNOLDS, 1994). A zárványokban a kristályok túlfűtéssel történt repesztése után mért végső jégolvadási hőmérséklet értékek -2.3°C és -1.5°C között változnak, ami $3.9 - 2.6 \text{ m/m\% NaCl}_{\text{eq}}$ szalinitásnak felel meg (BODNAR, 1993). A kalcit kristályokban megjelenő másodlagos, kétfázisú (L+V) zárványok az előzőnél magasabb hőmérsékleten csapdázódtak ($T_{\text{hom}} = 115 - 158^\circ\text{C}$) $T_{\text{mICE}} = -1.9 - -1.1^\circ\text{C}$ mellett. Raman mikroszkonda mérési adatok alapján a buborékok metánt tartalmaznak. A másodlagos repedések mentén halványsárga fluoreszcens színű zárványok is megjelennek, melyek homogenizációs hőmérséklete 124°C és 127°C között alakul.

Az utolsó repedéskitöltő laumontit a korábbiakhoz hasonlóan tartalmaz másodlagos L+V típusú, halvány sárga, kék fluoreszcens színű zárványokat. Mérésük a zárványok apró mérete miatt nem volt megoldható.

A repedéskitöltő kvarc fázis vizes és szénhidrogén zárványainak részletes vizsgálata során a mikrotermometriai módszerek mellett Raman spektroszkópiái, UV fluoreszcens spektroszkópiái, valamint ^1H MAS NMR méréseket végeztünk (SCHUBERT & TSAI., 2001; SCHUBERT, 2003; SCHUBERT & M. TÓTH, 2003; SCHUBERT & TSAI., 2007). Az elemzések legfontosabb eredményei az alábbiakban foglalhatók össze.

Az összes vizsgált fúrás anyaga alapján (Szh-2, -11, -12, -20, -43, -110, -167, -176, -180) a repedéskitöltő kvarc szemcsékben nyolc fluidum generáció azonosítható, ezek megjelenése az egyes litológiai egységekhez kötődően jelentősen eltér egymásától. Az első három generáció folyékony szénhidrogént tartalmazó zárványai (HC1_L , HC2_L , HC3_L) kizárólag a terület északi részén, az ortogneisz zóna repedéseiben fordulnak elő. Ezek a kvarc kristályok barna színűek, amit a bennük finom eloszlásban jelentős mennyiségben található szilárd zárvány (bitumen, viasz) okoz. A következő generációhoz a szénhidrogén zárványok (HC4_L) mellett koegzisztens vizes zárványok (AQ4_L) is tartoznak. Ez a fluidum a SzD egész területén elterjedt, de míg a dóm déli oldalán elsődleges zárványokban jelenik meg, az északi oldalon előfordulása másodlagos zárványsíkokhoz kapcsolódik. A kvarc szemcsék külső növekedési zónáiban azonos generációhoz tartozó gáz és folyadék domináns szénhidrogén (HC5_V , HC5_L), valamint vizes (AQ5_L) zárványok jelennek meg. A korábbi vizsgálatok során a többi cementfázisban azonosított zárványok, így a cc2 elsődleges (AQ6_L) és másodlagos (AQ7_L) zárványai, valamint a laumontitban található HC zárványok (HC8_L) mindezek alapján a repedezett aljzatban migrált és csapdázódott legfiatalabb fluidumok.

Az egyes fluidum generációk mikrotermometriai paramétereit SCHUBERT & TSAI. (2007) alapján a IV.20. táblázatban foglaljuk össze.

A HC1_L, HC2_L, HC3_L és a HC4_L esetében a zárványok intenzív fluoreszcenciája miatt Raman spektroszkópiai mérések elvégzésére nem volt lehetőség; a nem UV aktív HC5_V metán, kisebb részben etán összetételű; a HC5_L, valamint az AQ4_L és az AQ5_L zárványokban a 2909 cm⁻¹ értéknél megjelenő csúcs a fluidum fázisban oldott metánra utal (PIRONON & TSAI., 1991; ORANGE & TSAI., 1996). Az UV fluoreszcens emisszió tekintetében a különböző zárvány generációk eltérően viselkednek. A HC1_L, HC2_L, HC3_L fluidumok a fiatalabb generációk felé kirajzolódó, a vörös eltolódás mértékében megmutatkozó trendet mutatnak a MCLIMANS (1991) által definiált érettségi görbe mentén. A HC4_L intenzív zöld fluoreszcens színe a hát teljes területén jellemző, csakúgy, mint a HC5_L-re jellemző nagyon halvány kék szín. A ¹H MAS NMR mérések azt mutatják, hogy a HC4_L (Szh-167 fúrás) és a HC5_L (Szh-180) generációk esetében is a CH₂ és a CH₃ csoportok határozzák meg a bezárt olaj összetételét. A két esetben az összetevők aránya lényegesen eltér egymástól; míg CH₂/CH₃ ~ 7.5 a HC4_L, CH₂/CH₃ ~ 2.3 a HC5_L esetében.

A metamorf aljzatot fedő Békési Formáció cement ásványai közül a kalcit és a kvarc is tartalmaz fluidumzárványokat. A korai kalcitban egyfázisú vizes zárványok csapdázódtak, alacsony bezáródási hőmérsékletre utalva (GOLDSTEIN & REYNOLDS, 1994); $T_{mICE} = -0.9 - -0.7$ °C. A Fe-kalcitban található ~ 5 µm méretű L+V típusú vizes zárványok a kristályok növekedési zónái mentén csapdázódtak; a folyadék fázisba homogenizálódnak 112 – 127 °C között; $T_{mICE} = -2.7 - -2.1$ °C. A kvarc elsődleges L+V típusú zárványai ~ 2 – 7 µm méretűek, a T_{hom} értékek a detritális szemcse peremétől a cementben 89 – 163 °C között nőnek. A végső jégolvadási hőmérséklet -2.5 °C és -0.4 °C között változnak.

IV.1.7.4. PALINOLÓGIA

Bár a repedéscementáció fizikai viszonyaival kapcsolatban az ásványkémiai és fluidum zárvány vizsgálatok sok kérdésre választ adnak, a folyamatok koráról nem nyújtanak információt. Ezért lényeges a repedéseket legnagyobb tömegben kitöltő kalcitba (cc2) zárt növényi maradványok vizsgálata, melynek során olyan kérdésekre keresünk választ, mint a repedések cementációjának (s így áttételesen) a töréses deformációnak a kora; az egykor felszínen lévő metamorf kőzettestek öskörnyezete, és mindezek alapján az aljzat exhumációjának körülményei.

Bár a vizsgált kalcit fázis (cc2) a teljes vizsgált területen, a legtöbb fúrás repedéseiben megjelenik, palinológiai vizsgálatra megfelelő méretű kristályokat (kb. 1 cm) csak három mintában találtunk. A Szh-24 sz. fúrás a SzD északi oldalán ortogneiszt harántolt, ennek

meredek (60-80°-os) repedéseiben a cc2 fázis mellett más repedéskitöltő ásvány nem jelenik meg. A Szh-173 sz. fúrás teljes vastagságában a hát központi oldalán jellemző amfibolit – amfibolos biotitgneisz szakaszt tárja fel. A rendkívül sűrű, meredek repedés hálózatban a kvarc kivételével a teljes érkitöltő ásvány szekvencia megjelenik csakúgy, mint a Szh-180 sz. fúrás által feltárt szillimanitos biotitgneisz repedéseiben. A romboédes habitusú fennőtt kalcit kristályok az utóbbi két esetben halvány barna színűek, míg a Szh-24 sz. fúrás kalcitja színtelen, áttetsző.

A vizsgált minták kis mennyiségük miatt viszonylag kevés szerves maradványt tartalmaztak, ezek rossz megtartása sok esetben nem tette lehetővé a pontos meghatározást. A kapott adatokat az alábbiakban foglaljuk össze.

Szöveti maradványok. A szerves maradványok között nagy mennyiségben fordult elő sötét színű, égett növényi szövet (IV.50.a. ábra), a fekete tracheida fragmentumokon modern típusú udvaros gödörkék jelennek meg (GREGUSS, 1955) (IV.50.b. ábra). Ez a szöveti típus számos familiában jellemző, mint pl. Abietaceae, Taxodiaceae. Emellett rost és rosttracheida töredékek is előfordulnak a mintákban.

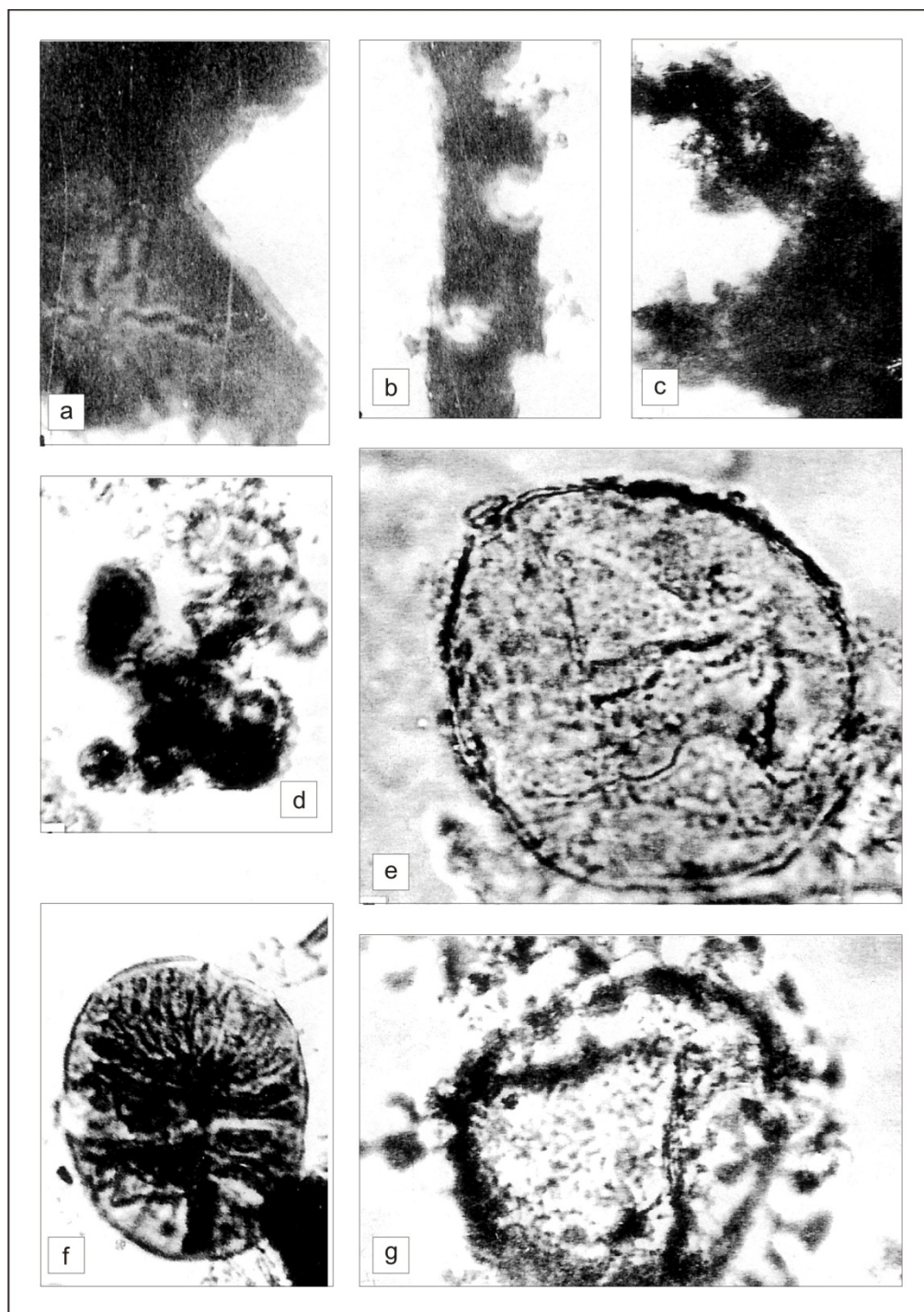
Degradált szerves maradványok. Közelebbről meghatározhatatlan maradványok, melyek morfológiai jellegük alapján mikrobiális aktivitásra utalnak (IV.50.c. ábra).

Degradált alga/gomba spóra maradványok. Minden mintában előfordultak közelebbről meg nem határozható, alga és gomba maradványok (IV.50.d. ábra), mint jellegzetesen csomókba rendeződött sárga gömb alakú struktúrák. Ezek mellett kis számban ronsolt *Dinoflagellatae* (IV.50.e. ábra), *Botryococcus* telep (*Heliospermopsis hungaricus* NAGY, 1965, IV.50.f. ábra) és *Hystriosphera* (IV.50.g. ábra) maradványait azonosítottuk.

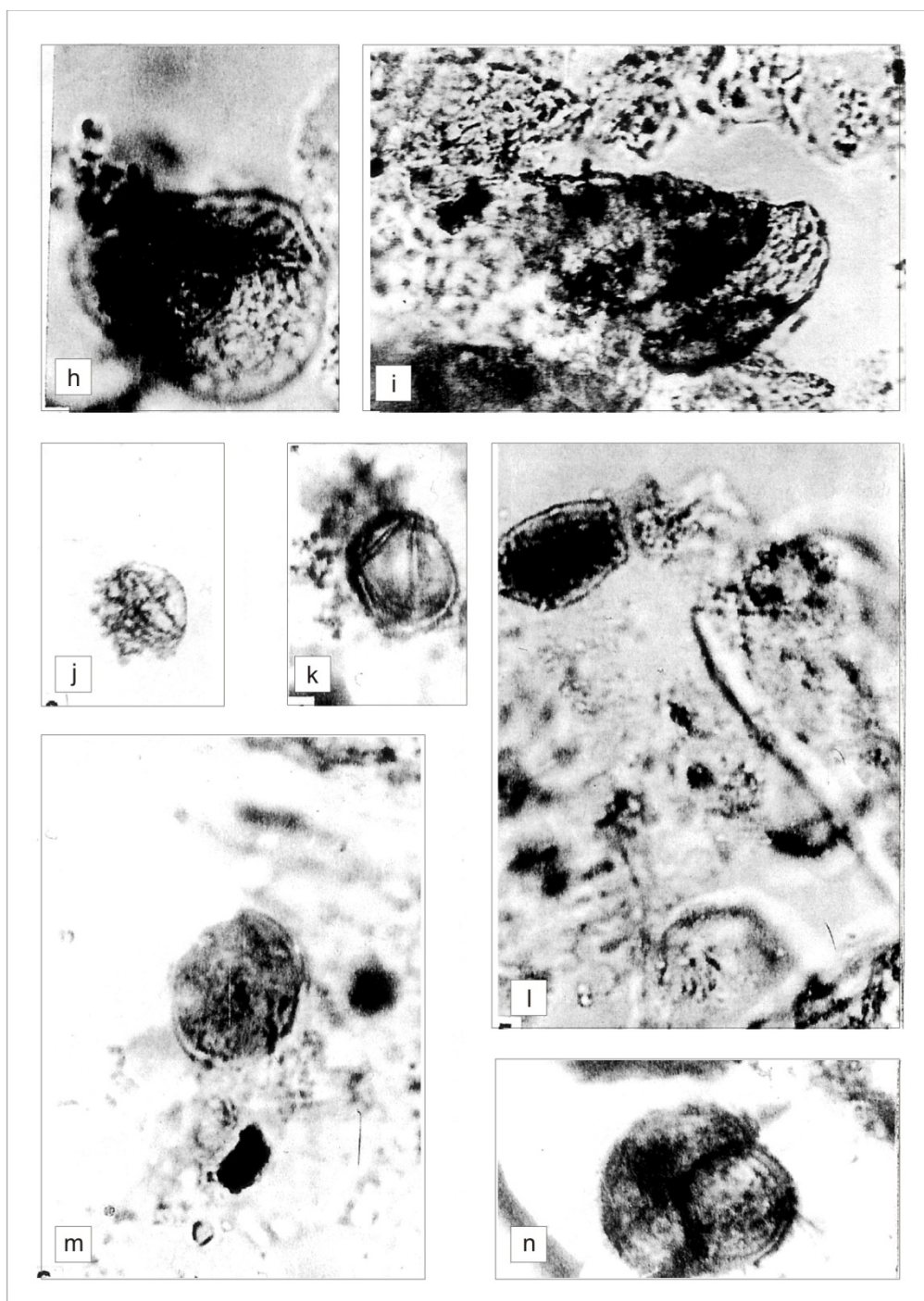
Nyitvatermő pollenek. Határozásra alkalmas megtartásban a minta kizárólag légszákos nyitvatermő polleneket tartalmaz, mint *Pityosporites microalatus* (POTONIÉ, 1931A, 1931B), THOMSON & PFLUG, 1953 f. *minor* Abietaceae, *Pinus* (IV.50.h. ábra); cf. *Cedripides dacrydioides* KRUTZSCH, 1971 cf. *Cedrus* (IV.50.i. ábra).

Zárvatermő pollenek. Meghatározható zárvatermő fák pollenjei a *Fagaceae*, *Cupuliferoipollenites insleyanus* (TRAVERSE, 1955) POTONIÉ, 1960, *Fagaceae*, cf. *Castaneae* (IV.50.j. ábra); *C. oviformis* (POTONIÉ, 1931A) POTONIÉ, 1960, *Fagaceae*, cf. *Castaneae* (IV.50.k. ábra); *Scabratricolpites hungaricus* KEDVES, 1978, *Fagaceae*, *Quercus* (IV.50.l. ábra); *Celtipollenites komloensis* NAGY, 1969, *Ulmaceae*, *Celtis* (IV.50.m. ábra). Zárvatermő cserjék közül jelentős az *Ericaceae* jelenléte; *Eriopites longisulcatus* WODEHOUSE, 1933 (IV.50.n. ábra). Lágyszárúak közül határozható megtartásban *Chenopodeaceae* került elő.

A három vizsgált mélyfúrás repedéskitöltő kalcit kristályaiban talált szerves maradványok között sem összetételben, sem mennyiségben, sem az egyes alkotók arányában nem találtunk szignifikáns eltérést.



IV.50. ábra – A cc2 fázisból szeparált növénymaradványok és pollenek. a) Erősen szénült szöveti törmelék, valószínűleg nyitvartermő tracheida maradványa. (Szh-180); b) Szénült tracheida törmelék modern típusú udvaros gödörkézettséggel. Fejlett fenyő maradványa. (Szh-24); c) Degradált szenes maradvány, helyenként apró szemcsékkel vagy üregekkel. (Szh-180); d) Rendszerint csomókba rendeződő sárga, gömbalakú szerves maradványok alga, vagy degradált gombaspóra eredettel. (Szh-180); e) Roncsolt alga, Dinoflagellatae ciszta. (Szh-180); f) Cf. *Heliospermopsis hungaricus* E. NAGY, 1965. (Szh-180); g) Roncsolt *Hystrichosphaeridae* sósvízi, vagy brack vízi környezetet jelezve. (Szh-180).



IV.50. ábra folytatás - h) *Pityosporites microalatus* (Potonié, 1931) Thomson, Pflug, 1953 f. *minor*, *Abietaceae*, *Pinus haploxylon* típus. (Szh-180); i) *Cf. Cedripites dacrydioides* Krutzsch, 1971, cf. *Cedrus* erősen degradált szerves maradványokba beágyazva. (Szh-180); j) *Cupuliferoipollenites oviformis* (Potonié, 1931a) Potonié, 1960, *Fagaceae*, cf. *Castanea*. (Szh-24); k) *Cupuliferoipollenites oviformis* (Potonié, 1931a) Potonié, 1960, *Fagaceae*, *Castanea*. (Szh-173); l) *Scabratricolpites hungaricus* Kedves, 1978, *Fagaceae*, *Quercus*, különböző szénülési fokú szerves törmelékkel, valamint a feltárásnál nem oldódó szervesetlen maradványokkal. (Szh-180); m) *Celtipollenites komloensis* E. Nagy, 1969, *Ulmaceae*, *Celtis*. (Szh-180); n) *Eriopites longisulcatus* Wodehouse, 1933, *Ericaceae*. (Szh-180).

IV.1.7.5. A REPEDÉSKITÖLTŐ FÁZISOK KELETKEZÉSI KÖRÜLMÉNYEI

A repedésekben megjelenő legkorábbi érkitöltő pirit rendkívül kis mennyisége, elenyésző szennyező nyomelem tartalma, valamint további szulfid fázisok teljes hiánya miatt a vizsgált területen utómagmás esemény hatását nem tartjuk valószínűnek. A repedésfal összetételének függvényében megjelenő korai filloszilikát fázisok (klorit, illit, kaolinit) arra utalnak, hogy a repedések ásványosodása közet domináns rendszerben kezdődött; a kiváló ásványok összetételét nem elsősorban a törésrendszerben áramló fluidumok kémiai összetétele határozta meg.

A repedéskitöltő kloritok összetétele alapján a *IV.1.2.2.5.* fejezetben tárgyalt módszerekkel számolt hőmérséklet értékek igen széles intervallumban szórnak; CATHELINÉAU (1988) alapján $T > 300\text{ °C}$, KRANIDIOTIS & MACLEAN (1987) esetében $T \sim 250\text{ °C}$, míg ZANG & FYFE (1995) alapján $T \sim 380\text{ °C}$ becsülhető. Mindezek alapján a vizsgált kloritok összetétele – feltételezhetően a nyílt rendszerben történt kristályosodás miatt – nem jellemző a keletkezés hőmérsékletére; a klorit termometria eredményét nem fogadhatjuk el. A D2 esemény retrográd jellege, s az ott igazolt $\sim 300\text{ °C}$ metamorf hőmérsékletek alapján a D3 repedéskitöltő kloritok esetében $T < 300\text{ °C}$ feltételezhető.

Figyelembe véve a teljes érkitöltő szekvenciát, az ásvány termometriai, valamint a fluidum zárvány mikrotermometriai adatok arra utalnak, hogy az egymást követő repedéskitöltő fázisok (klorit $< 300\text{ °C}$, kvarc $\sim 130\text{ °C}$, kalcit (cc2) $\sim 50\text{ °C}$) monoton csökkenő hőmérsékletek mellett keletkeztek. Kísérleti eredmények (ELLIS, 1959, 1963; PARRY, 1998; STUMM & MORGAN, 1996) igazolják, hogy csökkenő hőmérséklet mellett a kalcit oldhatósága nő, azaz hűlő fluidumból további kémiai paraméterek változása, mindenekelőtt a f_{CO_2} csökkenése nélkül kalcit nem kristályosodhat. A kvarc kiválását ugyanakkor a csökkenő nyomás és hőmérséklet elősegítik (KENNEDY, 1950; FOURNIER, 1985; PARRY, 1998). Mindez alátámasztja, hogy a rendkívül kis mennyiségű korai kalcit (cc1) és a kvarc kristályosodása között P - T csökkenés zajlott, míg a T_{hom} értékek alapján a legalacsonyabb hőmérsékleten, igen nagy mennyiségben keletkezett cc2 kalcit fázis kiválásában más tényezők, elsősorban a f_{CO_2} csökkenés játszhattak szerepet.

A vizsgált kvarc kristályokban a HC1-3_L fluidum generációkkal egyidős vizes zárványokat nem találtunk, s az alkalmazott technikákkal sem lehetett a zárványokban víz jelenlétét kimutatni. Ennek ellenére, figyelembe véve, hogy a kvarc oldhatósága kőolajban elhanyagolhatóan kis mértékű, feltételezhető egykori víz jelenléte a repedésrendszerben. Hasonlót tapasztaltak PIRONON & TSAI. (2000), valamint TEINTURIER & TSAI. (2002) is, akik FTIR és konfokális lézer szkennig mikroszkópiai vizsgálattal vékony vízfilm jelenlétét

igazolták olajzárványok falán. Az első három szénhidrogén generáció esetében feltételezhetően a kvarc szemcsék barna színét okozó jelentős mennyiségű bitumen hátráltatta a kristályok növekedését, ami így nagyméretű olajzárványok kialakulásához vezetett, s egyúttal gátolta a rendszerben mozgó víz csapdázódását is. Ezzel ellentétesen viselkedhetett a negyedik generáció fluidumja, melyben kevés szilárd szerves komponens található, s a keletkező színtelen kvarc kristályokban kisméretű zárványok ($HC4_L$, $HC4_V$, $AQ4_L$) csapdázódtak. A viasz jelenléte a korai szénhidrogén zárványokban nagy molekulásúlyú alkotók (paraffinok, naftánok; HUNT, 1996) jelenlétére utal. A bezáródott kőolaj feltételezhetően szintén telített volt bitumenben, amint ezt a bezárt szilárd szemcsék igazolják. Mindezek, együtt az aromás szénhidrogének bizonyított jelenlétével (NMR adatok), valamint az UV-spektrumon tapasztalt jelentős mértékű vörös eltolódás jelenségével együtt éretlen korai fluidumra utalnak (STASIUK & SNOWDON, 1997).

Az azonos generációba tartozó $HC5$ és $AQ5$ zárványok T_{hom} értékei egymástól lényegesen eltérő értékeket mutatnak; míg a vizes zárványok értékei meglehetősen szűk intervallumban ($130 - 135\text{ }^{\circ}\text{C}$) mozognak, a $HC5_V$ zárványok $120 - 200\text{ }^{\circ}\text{C}$ között homogenizálódtak. Ilyen széles hőmérsékleti tartomány – homogén bezáródást feltételezve – kizárólag úgy alakulhat ki, ha a keletkezést nagymértékű P - T változás kísérte, részben $> 200\text{ }^{\circ}\text{C}$ viszonyok között. Mivel ezt a vizes zárványok mért értékei nem támasztják alá, a $HC5$ és $AQ5$ generáció zárvány együttese heterogén bezáródási körülményekre utalnak. Ezt a feltételezést további megfigyelések is megerősítik, és tovább pontosítják a két szénhidrogén tartalmú zárvány társaság ($HC5_V$, $HC5_L$) vonatkozásában. Ezek heterogén bezáródását valószínűsíti, hogy $HC5_L$ zárványok ~ 15 fokkal magasabb hőmérsékleten homogenizálódnak, mint a koegzisztens $HC5_V$ zárványok. Továbbá, míg az alacsony hőmérsékletű ($-65 - -60\text{ }^{\circ}\text{C}$) $L_1L_2V \rightarrow L_1V$ átalakulás általános a $HC5_L$ zárványokban, a $HC5_V$ zárványok alapvetően eltérő úton, -10 és $-15\text{ }^{\circ}\text{C}$ között $S_{wax}LV \rightarrow LV$ úton homogenizálódnak. Ellentétben a $HC5_L$ társasággal, a $HC5_V$ zárványokban rendszerint megjelenik sóhidrát. Végül, a két szénhidrogén tartalmú fluidum összetétele Raman spektrumaik alapján is lényegesen eltér egymástól. Mindezek alapján az ötödik fluidum generáció három nem keveredő anyagot reprezentál; a megfelelő zárványok tulajdonságai heterogén bezáródást valószínűsítene. A $HC5_L$ zárványokban leírt $-60\text{ }^{\circ}\text{C}$ körüli $L_1L_2V \rightarrow L_1V$ átalakulás hasonló a TEINTURIER & TSAI. (2002) által tapasztaltakhoz, aki kísérleti eredményekre hivatkozva ezeket a zárványokat gáz kondenzátumként jellemezte. Ezekre az érett, nehezebb alkánokat is tartalmazó magas metán-tartalmú szénhidrogénekre általánosan jellemző a $HC5$ zárványok esetében is tapasztalt kék UV emissziós szín (MCLIMANS, 1991; MUNZ & TSAI, 2002).

Egygenerációs vizes és szénhidrogén-tartalmú fluidum zárványok esetén a vizes zárványok homogenizációs hőmérséklete bezáródási hőmérsékletként értelmezhető (HANOR, 1980; NARR & BURRUSS, 1984; TSENG & POTTORF, 2002). Hasonlóan a bezáródási hőmérséklet becslésére ad lehetőséget az a tény, miszerint metánban telített AQ és HC zárványok esetén $T_h(AQ_L) = T_{trap}$ (HANOR, 1980) elfogadható. Mindezek alapján a vizsgált szénhidrogén generációk alapján a repedésekben a kvarc cementáció csökkenő hőmérséklet mellett zajlott; míg a korai fluidum fázisok bezáródása $> 150\text{ °C}$ hőmérsékletre utal, a késői kondenzátum típusú szénhidrogének $\sim 120\text{ °C}$ környékén csapdázódtak. Mindezek alapján – egyetértésben a korábban mondottakkal – a repedéskitöltő kvarc kristályosodása a SzD folyamatos emelkedése során zajlott.

Az eredeti pórusvíz oxigén izotóp tartalmának becslése a repedés kitöltő kalcit izotóp összetételének, valamint a szülőfluidum hőmérsékletének ismeretében lehetséges. A cc2 fázisban, valamint az üledékes képződmények korai cementfázisaként megjelenő kalcitban található egyfázisú, elsődleges vizes zárványok alapján ez utóbbi érték $\sim 50\text{ °C}$ lehetett, amit alátámasztanak JUHÁSZ & TSAI (2002), valamint MÁTYÁS (1994) IGV-mélység összefüggésen alapuló számításai is. Ezek szerint a kalcit cementáció a Békési Formációban a $25 - 55\text{ °C}$, a Szolnoki formációban a $35 - 65\text{ °C}$ intervallumban történt. A repedéskitöltő kalcit esetében a kristályosodás minimális hőmérséklete 10 °C , a középső-miocénre jellemző felszíni évi középhőmérséklet lehetett (NAGY, 1990). Mindezek, és FRIEDMAN & O'NEIL (1977) frakcionációs egyenlete alapján az eredeti fluidum oxigén izotóp összetétele számítható. A jellegzetes értékek az aljzatban $-17\text{‰} - -2\text{‰}$; a Békési Formációban $-12\text{‰} - 5\text{‰}$; a Szolnoki Formációban $-14\text{‰} - 3\text{‰}$ között alakulnak, markáns trendet rajzolva ki a miocén során feltételezett meteorikus víz összetétel és az eredeti pórusvíz összetétele (MÁTYÁS & TSAI, 1996) között (IV.48.b. ábra). Míg az aljzat repedéseiben a kalcit lényegében meteorikus vízből válhatott ki, a két üledékes képződmény cementációja során a korai meteorikus víz hatását fokozatosan váltotta fel a Pannon-tó vizével analóg összetételű fluidum.

Bár a kalcit és a pórusvíz közötti nyomelem eloszlás számos paraméter függvénye (LORENS, 1981; LAHANN & SIEBERT, 1982; MUCCI & MORSE, 1983; HARRIS & TSAI., 1985), az ásványban mérhető koncentrációk és elem arányok utalnak az eredeti víz összetételére. Így az aljzat cc2 fázisában mérhető nagyon alacsony Fe, Mg, Mn és Sr mennyiségek alapján egykori meteorikus eredet valószínűsíthető (HAYES & BOLES, 1993), megerősítve az izotóp adatok és a $< 50\text{ °C}$ keletkezési hőmérséklet alapján korábban mondottakat. Mivel a meteorikus vizek Mg-tartalma rendszerint jóval alacsonyabb a tengervízénél, a meteorikus eredet gyakran alkalmazott indikátora a kalcit Mg/Ca aránya (HAYES & BOLES, 1993). A Fe/Mn és a Mg/Ca változók terében – a meteorikus eredetnek megfelelően – a repedéskitöltő kalcit összetételek

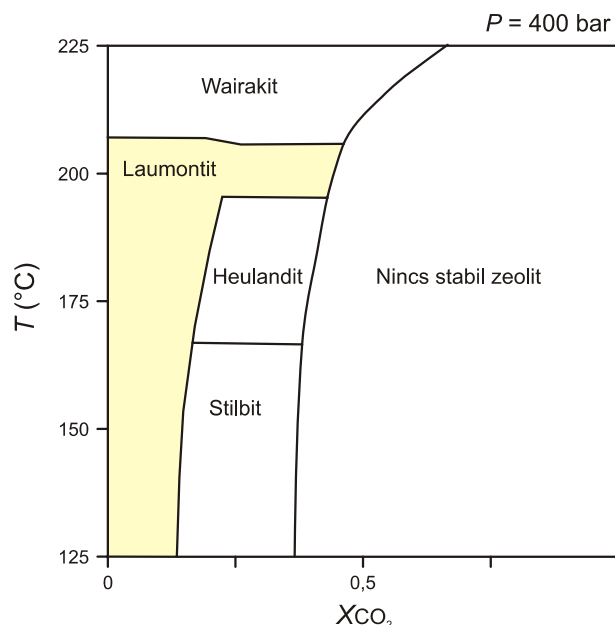
az origóban találhatók, míg a két üledékes képződmény egymástól eltérő trendet rajzol ki. A Békési Formáció cement kalcitjaiban az elsősorban az Fe/Mn arányban kimutatható változás összhangban van az itt megfigyelt jelentős mértékű biotit kioldódással, és az ezzel párhuzamos Fe-kalcit, sziderit precipitációval. Az alacsony Mg/Ca arány a meteorikus vizek dominanciáját mutatja a korai diagenezis során. A fokozatosan csökkenő meteorikus hatás, és a jelentősebb mennyiségű detritális dolomit, mint potenciális Mg-forrás eredményeképpen ugyanakkor a Szolnoki Formáció cement kalcitja markáns trendet definiál a Mg/Ca tengely mentén.

Az izotóp-geokémiai, mikrotermometriai és ásványkémiai adatok összességében arra utalnak, hogy a repedéskitöltő cc2 kalcit fázis keletkezése meteorikusan bepótlódó vízhez kapcsolódott. Ez a vertikális vízáramlás szállíthatta a felszíni szerves törmelékeket, illetve polleneket a repedések mentén, átlagos geotermikus viszonyok mellett legfeljebb 1-2 km mélységre. A hosszú szállítási utat csak a legellenállóbb maradványok élhették túl, melyek végül a kalcit kiválás eredményeként megőrződtek.

A repedéskitöltő szekvenciát záró laumontit részben a repedésben migráló fluidumból válhatott ki, részben a már jelenlévő ásványok átalakulásával keletkezhetett. Irodalmi adatok alapján legalacsonyabb stabilitási hőmérséklete $\sim 100^\circ\text{C}$, így keletkezése az aljzat ismételt süllyedéséhez köthető. Az adott prekursor ásványok (klorit, kaolinit, kalcit, kvarc) esetén lehetőség nyílik a laumontit stabilitási viszonyainak részletes modellezésére. Ezeket felhasználva laumontit elsősorban az alábbi reakciók eredményeként keletkezhetett:



Mindkettő GREENWOOD (1962, 1967) és KERRICK (1974) osztályozása alapján olyan kevert $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ fluidum reakció, melyben a két illó komponens ellentétes oldalon áll (SPEAR, 1993). A $T-X_{\text{CO}_2}$ diagram mutatja, hogy ebben az esetben a CO_2 -t tartalmazó oldal (esetünkben a laumontit) csak extrém alacsony CO_2 fugacitás, lényegében nyílt rendszer esetében lehet stabil. A laumontit keletkezésének fizikai viszonyai tovább pontosíthatók a D3 repedéskitöltéseknek megfelelő kémiai rendszeren végzett termobarometriai modellezéssel (DOMINO/THERIAK, DE CAPITANI, 1984). Eszerint a 20 kalcit + 12 kaolinit + 6 kvarc összetételű kémiai rendszerben magas X_{CO_2} érték mellett nincs stabil zeolit fázis, míg az esetünkben egyedülként megfigyelt laumontit széles hőmérsékleti tartományban ($< 200^\circ\text{C}$; $P = 400$ bar rögzített nyomás mellett) csak $< 0.15 X_{\text{CO}_2}$ érték mellett stabil (IV.51. ábra).



IV.51. ábra – A laumontit stabilitási tartományának DOMINO modellje a repedéskitöltő ásványok jelenlétében. (részletek a szövegben)

A laumontit (illetve eredeti, dehidratált formájában leonhardt; NEUHOFF & BIRD, 2001) esetében a kationcsere okai nem kellő mélységig tisztázottak; KISELEVA & TSAI. (1996) vizsgálatai szerint a Ca-Na ioncsere endoterm, míg a Ca-K csere exoterm folyamat. A vizsgált kristályokban megfigyelt Ca-Na, Ca-K ioncsere oka feltehetőleg – hasonlóan a heulandit-hoz (FRIDRIKSSON & TSAI., 2004) – a fluidum kémiai összetételének változásában keresendő.

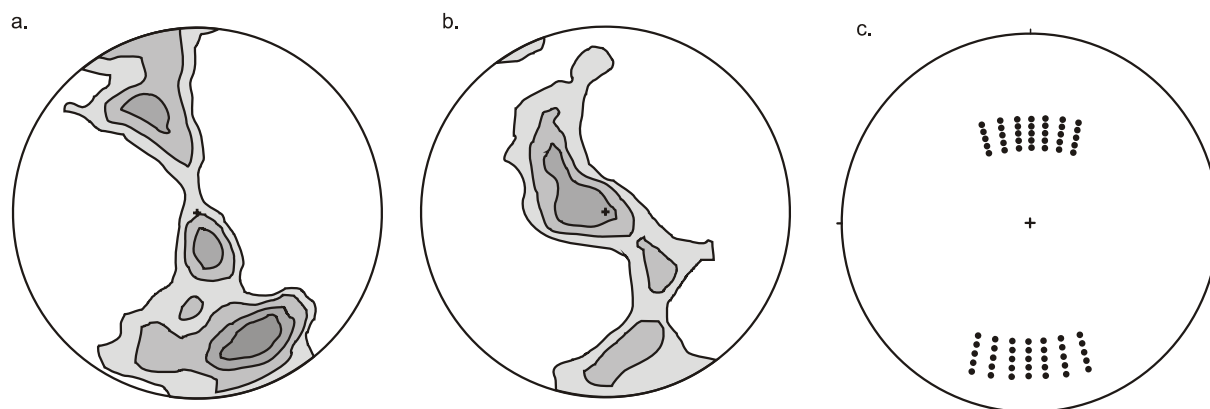
IV.1.8. A TÖRÉSRENDSZER SZIMULÁCIÓJA

IV.1.8.1. A TÖRÉSHÁLÓZAT GEOMETRIAI PARAMÉTEREI

IV.1.8.1.1. FÚRÓMAGON MÉRT GEOMETRIAI PARAMÉTEREK

Hidrodinamikai szempontból a törésesen deformálódott aljzat legfontosabb, fúrómag léptékben tanulmányozható szerkezetei a D3 repedéshálózathoz kapcsolódnak. A törésrendszer szimulációja során alapvető adatbázis kialakítása céljából nagy számú amfibolit és gneisz mag fényképét és CT méréseinek képi adatait dolgoztuk fel. A mérések feladata az egyes közettípusokra jellemző geometriai alapadatok (orientáció, méret, nyitottság, térbeli sűrűség; *III.5. fejezet*) meghatározása volt.

Mivel a vizsgált területen nem történt irányított mintavétel, a törések relatív irányát fűrőmagonként határoztuk meg és pólus pontjaikkal Schmidt hálón rögzítettük. Az egyedi törések térbeli rögzítésének roncsolásmentes módja a CT adatok feldolgozása alapján lehetséges. Annak igazolására, hogy ez biztonsággal megtehető, egy minta összes mikrorepedését rögzítettük mind a CT felvétel alapján, mind 1x1x1 cm méretű kockákra vágva, s a repedések helyzetét binokuláris mikroszkóppal elemezve. Bár ez utóbbi módon több törés vált felismerhetővé, mint CT-vel (167, ill. 110), a két populáció alapján szerkesztett sztereografikus projekciók alapvetően megegyeznek. A számos mintán elvégzett analízis alapján litológiától függetlenül a törések túlnyomó része konjugált normál vető párt alkot, s mellettük kisebb gyakorisággal egy lapos szögű törés populáció léte is igazolható (IV.52. ábra).



IV.52. ábra – A D3 repedések helyzete a Schmidt-hálón. a) fűrőmag binokuláris mikroszkópi feldolgozása alapján; b) CT kép kiértékelése alapján; c) a repedéshálózat szimulációja során használt adatok

A törés hosszúságok eloszlása minden vizsgált minta esetében egymódusú eloszlást mutat. A logaritmikus transzformáció alapján egyértelmű, hogy a vizsgált populációban a legrövidebb repedések rendszerint alulreprezentáltak, ezért az elméleti eloszlás függvényt csak a módusnál nagyobb értékekre illesztettük. A $\log_2 N(l)$ és a $\log_2 l$ közötti korrelációs együttható értéke minden esetben igen nagy volt ($r > 0.95$), egyértelműen utalva a méret és a darabszám logaritmusa közötti lineáris kapcsolatra. A vizsgált amfibolit és gneisz minták esetében ugyanakkor a regressziós egyenes paraméterei lényegesen eltérő értékeket adtak. (Az OG és SG gneiszek között repedezettségükben szignifikáns eltérést nem tapasztaltunk, ezért a továbbiakban összevontan hivatkozunk rájuk.) A gneiszek esetében tapasztalt jóval nagyobb meredekség ($E \sim 2.5$) a rövid törések jelentős számát mutatja, míg az amfibolitokban ugyanezen paraméter alapján a hosszabb repedések dominálnak ($E \sim 1.8$).

A törések térbeli sűrűségét jellemző fraktál dimenziót a törés középpontokra „box-counting” eljárással határoztuk meg (III.5. fejezet). Méréseink alapján a gneisz minták egységnyi térfogatban szignifikánsabb kisebb számú repedést tartalmaznak; $D_3^c \sim 0.9-1.3$ a gneiszek és $D_3^c \sim 1.4-1.6$ az amfibolitok esetében.

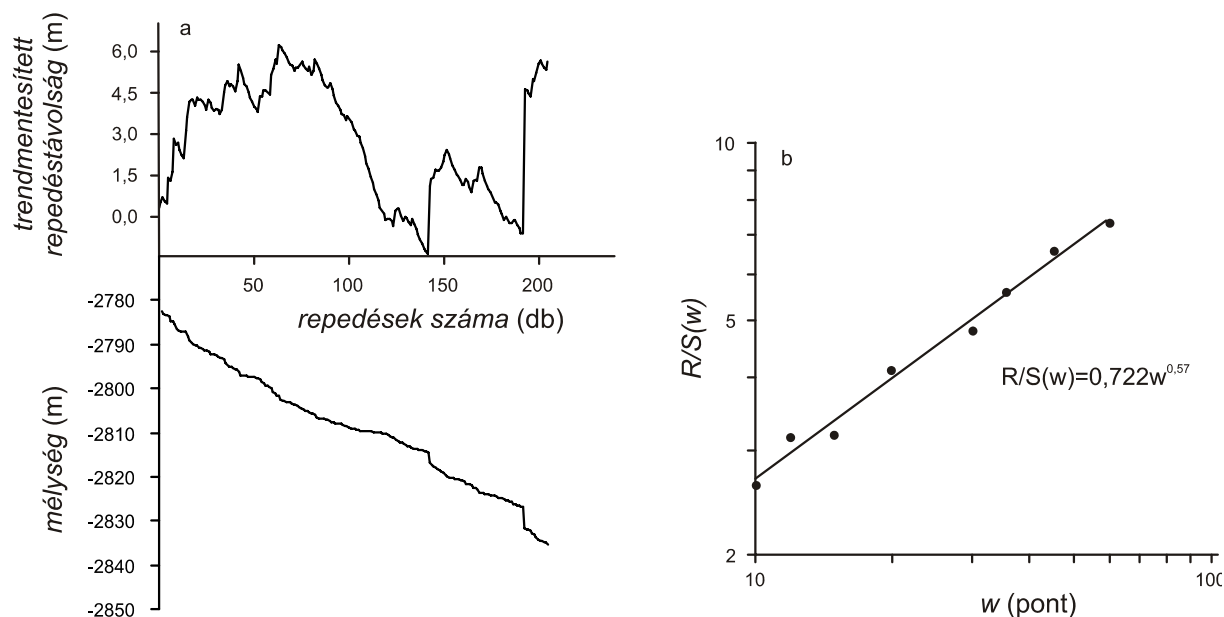
Mintegy 500 egyedi törés mérése alapján a maximális nyitottság és a hosszúság aránya, $a/L \sim 0.034$ körül alakul. Ez az érték nagyságrendileg megegyezik a nyírásos repedések esetén adott irodalmi adatokkal (OPHEIM & GUDMUNDSSON, 1989; VERMILYE & SCHOLZ, 1995).

IV.1.8.1.2. FÚRÓLYUK MENTI D_3^c SZELVÉNYEK

A mintaterületen három fúrásban készültek olyan részletességű lyukgeofizikai mérések (CBIL – „Circumferential Borehole Imaging Log”), melyek fúrásmenti folyamatos repedezettség paraméterezést is lehetővé tettek. Mindhárom fúrás az MFD DNY-i oldalán, a Sas-Ny kutatási területen található (Sas-Ny-7, -10, -13). Litológiaiilag a Sas-Ny-7 fúrás egyik magja (-2780 m) szillimanitos gneisz, míg a mélyebb magfúrás (-3085 m) ortogneiszet harántolt. A Sas-Ny-10 egyetlen magja (-2660 m) az SG, míg a Sas-Ny-13 fúrás mindkét magja (-2885 m, -2935 m) az OG zónába tartozik; a felső típusos ortogneisz, míg az alsó intenzíven átalakult amfibolit xenolit.

Mivel a CBIL felvételen kívül más, a töréshálózatot eltérő érzékenységgel észlelő mérés a kutakban nem történt, így a III.5.3.2.2. fejezetben bemutatott eljárás alapján a töréshosszúság eloszlás E paraméterét nem tudjuk származtatni. Az összes fúrás teljes hosszán számolható ugyanakkor a töréssűrűséget kifejező Hurst-féle kitevő. Az alkalmazott R/S analízis (v.ö. III.5.3.2.1. fejezet) során a megfelelő pontosság elérése érdekében 50 méteres, 10, illetve 25 méteren átlapoló intervallumokban számítottuk a H paraméter értékét. A Benoit1.0 szoftverrel történt számolás során minden esetben kiváló lineáris illeszkedést tapasztaltunk (IV.53. ábra), ami egyrészt igazolja a repedésrendszer skálainvarianciáját, másrészt a meghatározott H értékek megbízhatóságára utal. A számítások eredménye szerint a legtöbb esetben $H < 0.5$, ami a törésmintázat antiperzisztens viselkedésére mutat. Ez annyit jelent, hogy a kis töréstávolságokat szisztematikusan nagyobb távolságok követik (és viszont), azaz a vizsgált közettestben nem jellemző a repedések térbeli csoportosulási tendenciája.

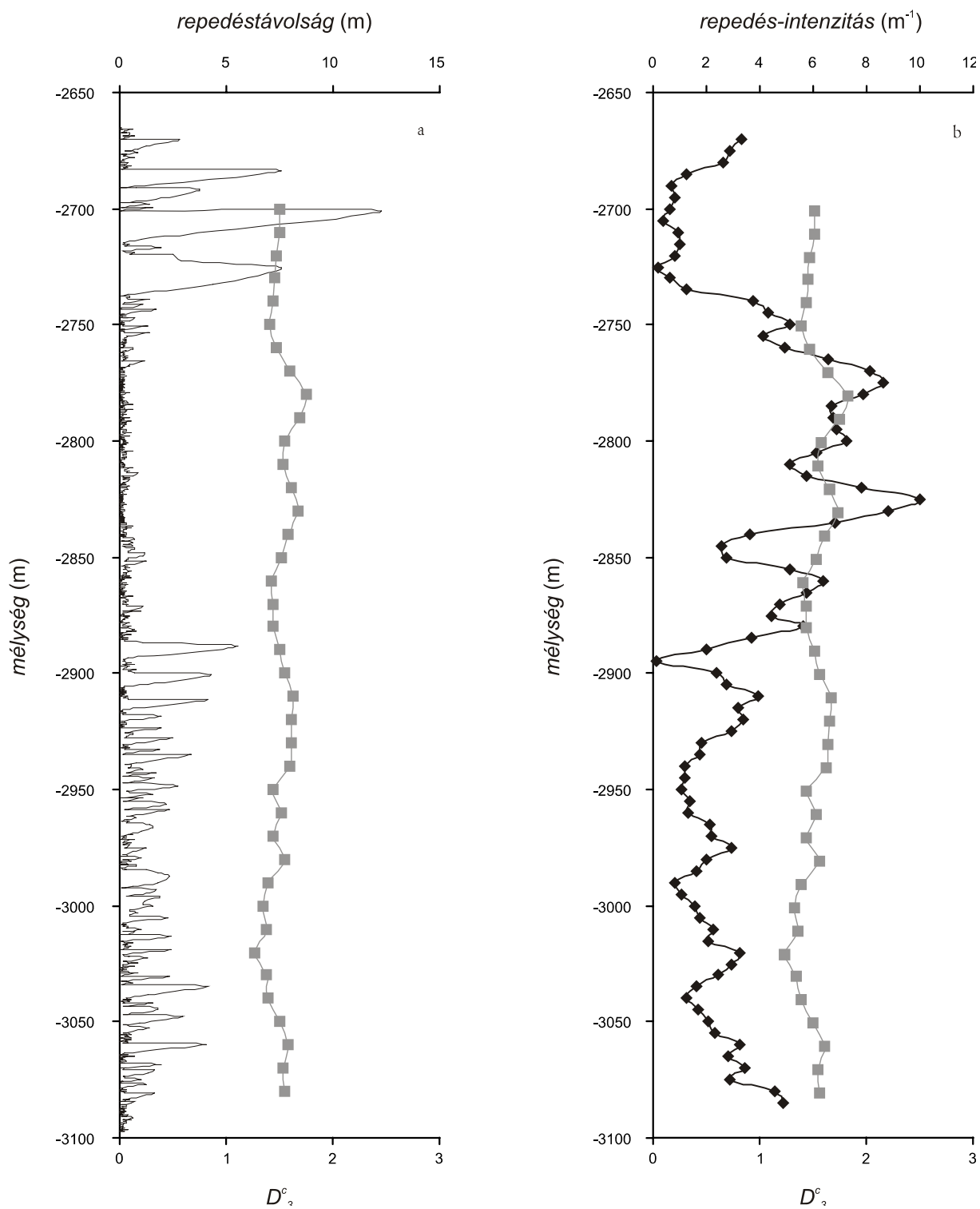
Az R/S analízisz követően a számított H értékek alapján a korábban látott eljárás alapján (III.9.2. fejezet) D_3^c dimenzió értékeket származtattunk. A kalibráló függvény generálása során a Sas-Ny-7 fúrás dőlés, csapás adatait vettük figyelembe; $E = 2.2$ volt. A kalibrációs egyenes egyenlete a H értékek releváns intervallumán $D_3^c = -1.6 \cdot H + 2.2$ ($r^2 = 0.91$).



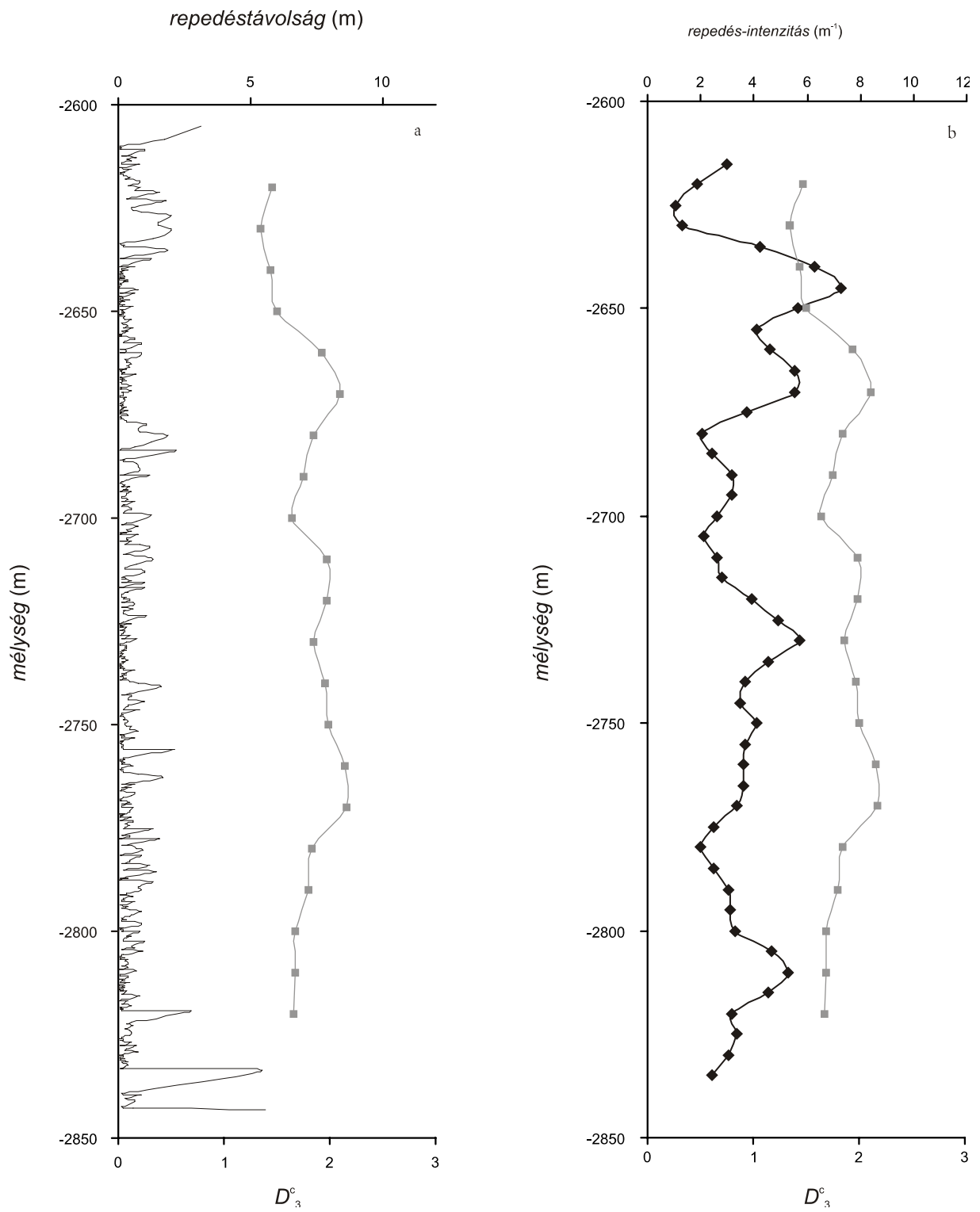
IV.53. ábra –Az R/S analízis jellegzetes eredménye a Sas-Ny-7 fúrás repedéssűrűség vizsgálatára (példa). a) a repedések száma a mélység függvényében, ill. a lineáris trendmentesített repedéstávolságok változása a repedések számával; b) az R/S analízis eredménye

A Sas-Ny-7 fúrás CBIL adatai alapján szerkesztett repedés-intenzitás (m^{-1}) szelvényen (IV.54. ábra) 2740 és 2880 m között kirajzolódik egy, a környezeténél jelentősen nagyobb repedezettségű zóna. Ez az intervallum különösen jól követhető a szomszédos törések közötti távolságokat a mélység függvényében ábrázoló szelvényen; ebben az intenzíven repedezett zónában a detektált törések átlagosan < 0.2 m távolsággal követik egymást. Ugyanitt a fraktál dimenzió is maximális értékeket vesz fel ($D_3^c > 1.7$). A dimenzió szelvény megfelelően követi a repedés intenzitását azzal együtt, hogy a számítás menetéből adódó simító hatás miatt a kisebb szélsőértékekre a másik két módszernél kevésbé érzékeny. Mivel a fúrásból ismert két fúrómag eltérő litológiát képvisel (SG, illetve OG), az intenzíven repedezett szakasz a két kőzetblokkot elválasztó tektonikai zónaként értelmezhető. Fúrómag hiányában nem megállapítható, vajon az OG egységen belüli litológiai inhomogenitáshoz (xenolit), vagy tektonikai zónához kapcsolható a $\sim 2910 - 2950$ m mélységben az OG blokkon belül tapasztalható viszonylag jelentős mértékű repedezettség.

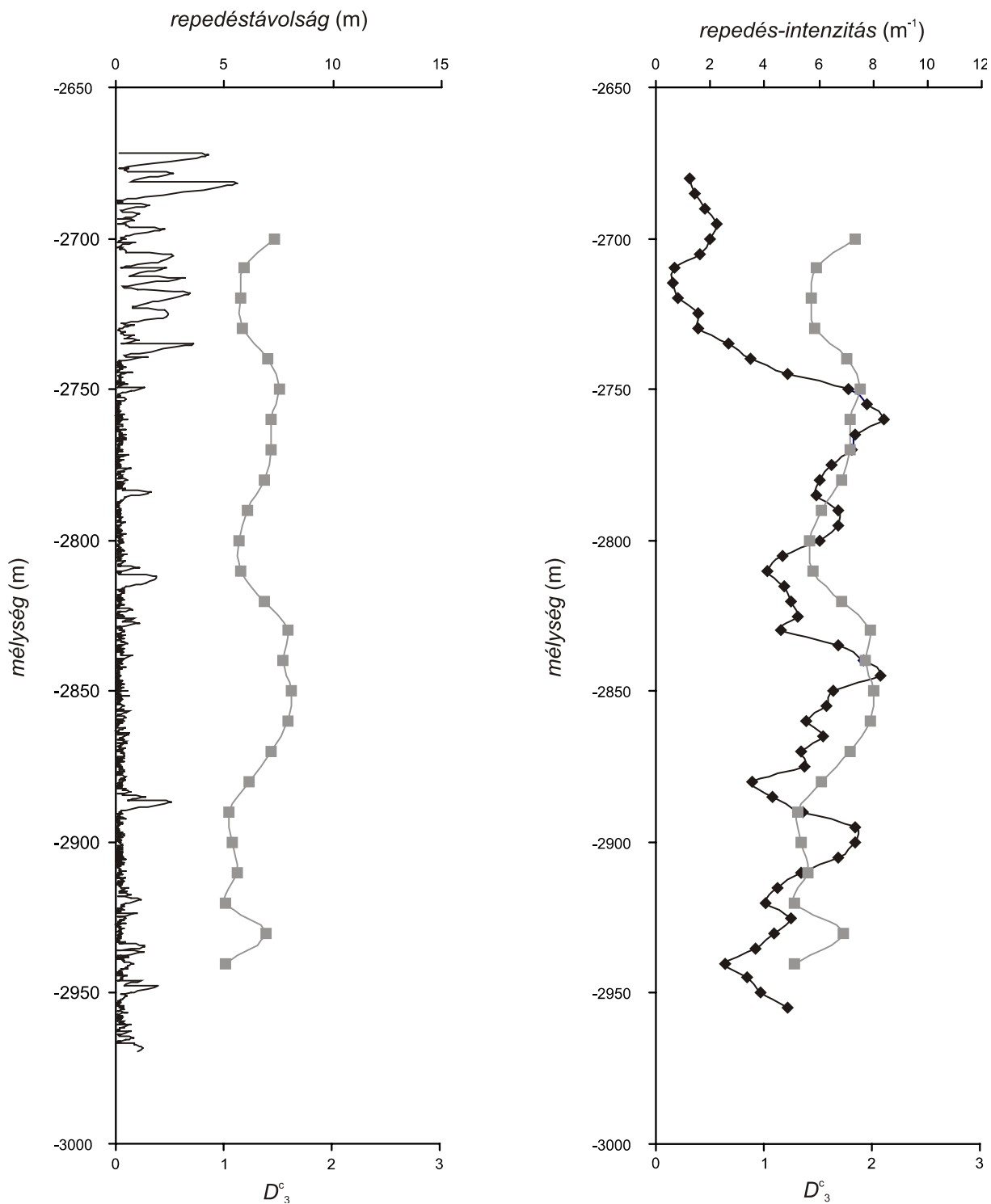
A Sas-Ny-10 fúrásban a legsűrűbben repedezett szakaszok törésintenzitása nem éri el a Sas-Ny-7 breccsa zónáját (IV.55. ábra). Az ismert szakaszon szillimanitos gneiszből álló kőzetoszlop repedezettsége átlagosnak tekinthető ($D \sim 1.4$), két intenzívebben töredezett intervallummal (~ 2670 és ~ 2770 m). A Sas-Ny-13 fúrás ortogneisze egyenletes, kismértékű repedezettséget mutat (~ 1.2), két intenzívebben repedezett, néhány száz méteres zónával (2750, 2850m; IV.56. ábra).



IV.54. ábra – A Sas-Ny-7 fúrás repedéssűrűség szelvényei a) repedéstávolság (m), D_3^c b) repedés intenzitás (m^{-1}), D_3^c



IV.55. ábra – A Sas-Ny-10 fúrás repedéssűrűség szelvényei a) repedéstávolság, D_3^c , b) $m-1$, D_3^c



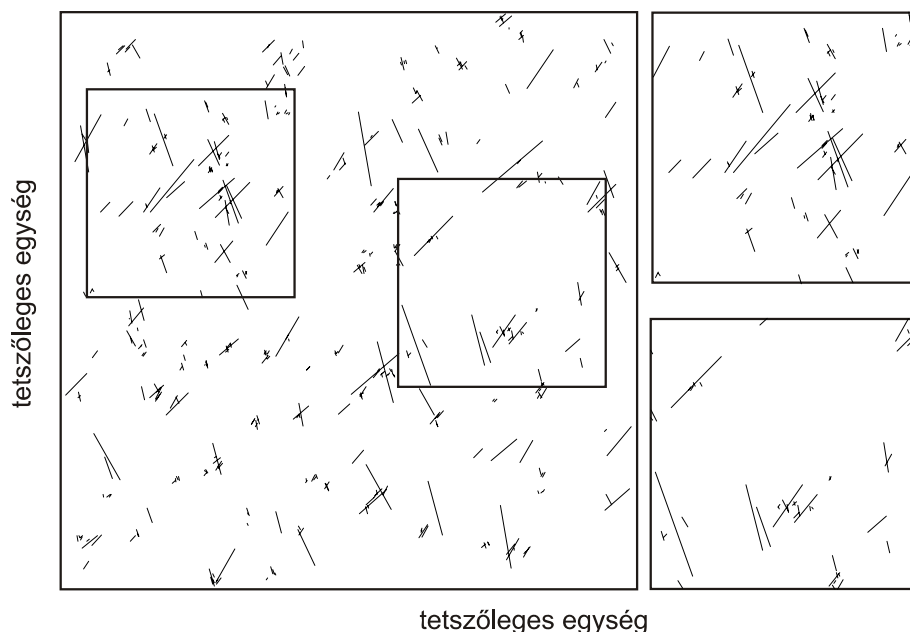
IV.56. ábra – A Sas-Ny-13 fúrás repedéssűrűség szelvényei a) repedéstávolság, D_3^c , b) $m-1$, D_3^c

IV.1.8.2. A SZIMULÁLT TÖRÉSRENDSZER

A töréshálózat szimulációja során első lépésben a két fő közettípus viselkedését vizsgáltuk egymástól függetlenül. Erre a célra az 500 m * 500 m * 500 m méretű modellezett térfogatot 10 m * 10 m * 10 m méretű egységcellákra osztottuk, melyek mindegyikén először az amfibolitra, majd a gneiszre jellemző geometriai paramétereket (IV.1.8.1.1. fejezet)

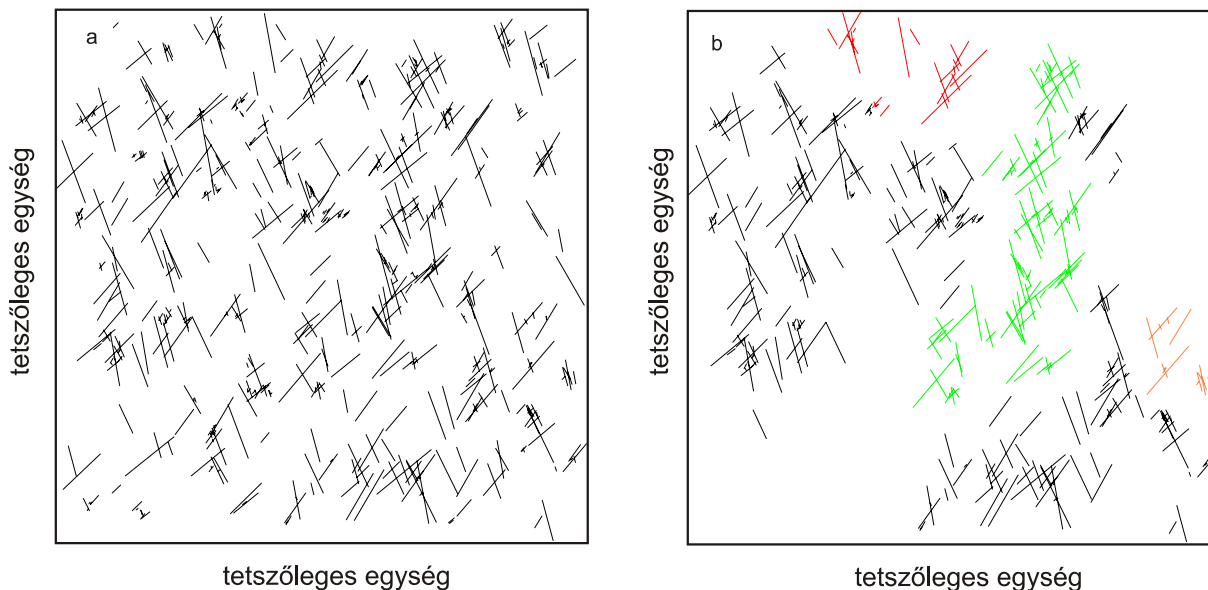
definiáltuk. Az orientáció megadása céljából a mikrotörések alapján meghatározott projekciós képpel egyező 170 dőlés/csapás adatpárt generáltunk (IV.52.c. ábra). (Mivel irányított magvétel a területen nem volt, a csapás csak lokális koordinátarendszerben értelmezhető. Ez azonban a törések összefüggőségét, a REV méretet, a repedezett porozitás értékét és a permeabilitás anizotrópiájának jellegét nem befolyásolja.) A modellezés során a minimális töréshossz 50 cm, a maximális 15 m volt.

A szimuláció eredménye azt mutatja, hogy a fenti paraméterek alkalmazása mellett a gneiszben nem alakulhat ki számottevő méretű kommunikáló törésrendszer; 10 realizáció alapján a maximális összefüggő hálózat az összes repedés < 2%-át tartalmazza (IV.57. ábra). Ezzel ellentétben, az amfibolitban a hosszabb repedésekből álló sűrűbb hálózat (IV.58.a. ábra) > 65%-a kommunikáló rendszert alkot. A maximális méretű részhálózat mellett több kisebb rendszer kialakulására is van lehetőség (IV.58.b. ábra). Ez másrészt azt is jelenti, hogy a > 0.5 m átmérőjű törések ~ 30%-a nem kapcsolódik számottevő méretű rendszerekhez (IV.58.b. ábra). Amennyiben az összes < 2 m átmérőjű törést kiiktatjuk a rendszerből (szimulálva jelentős mértékű cementációjukat), a kommunikáló rendszer nem esik szét alrendszerekre, s az összefüggő hálózat által képviselt térfogat sem csökken számottevően. Így a modell alapján igazolható, hogy az amfibolitban kialakult jól fejlett töréshálózat biztosíthatja helyettesítő áramlási utak jelenlétét akkor is, amennyiben az erek egy része egy esetlegesen előrehaladott cementáció miatt elzáródna.



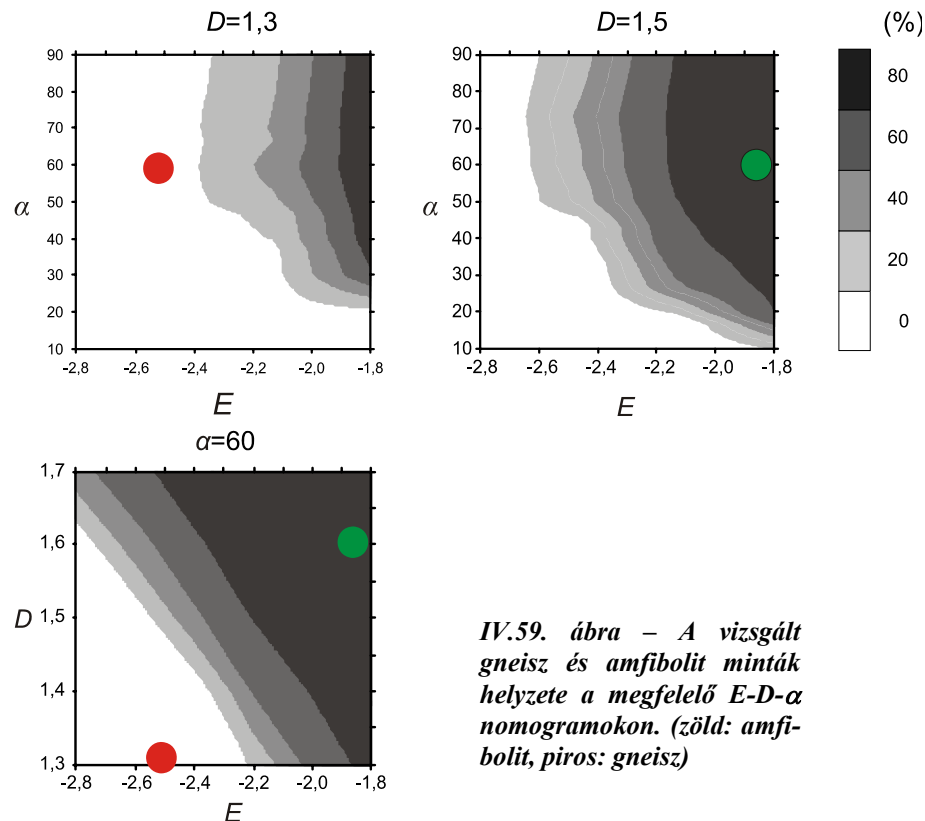
IV.57. ábra – A homogén gneisz (SG vagy OG) anyagú tárolótér jellegzetes repedezettség mintázata

Az egymással nem kommunikáló törés alrendszerek a 3D-ban esetenként rendkívül komplex térbeli elrendeződést mutatnak. Ez az oka, hogy megfelelő 2D metszeteken az azonos klaszter elemei virtuálisan elszeparáltan jelentkeznek (IV.58.b. ábra).



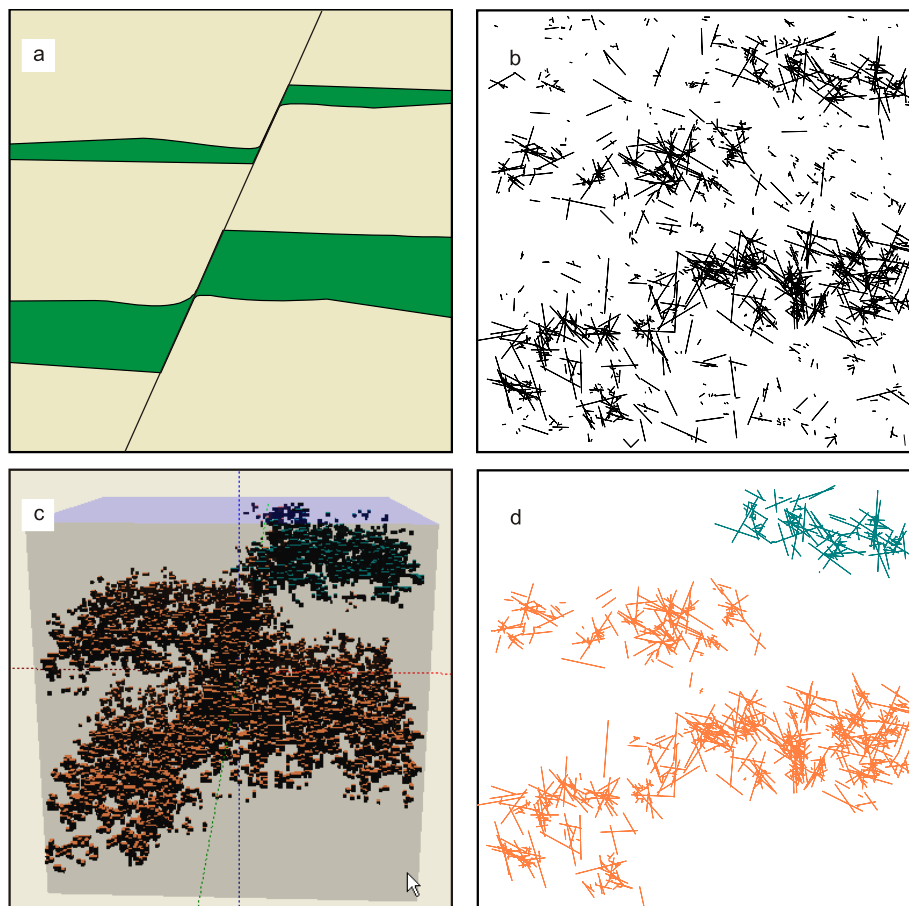
IV.58. ábra – A homogén amfibolit anyagú tárolótér jellegzetes repedezettség mintázata. a) teljes törésrendszer; b) egymással nem kommunikáló törés alrendszerek homogén amfibolit anyagú tárolótérben

Az E - D - α nomogramok alkalmazásával a fentihez hasonló eredményre juthatunk. Eszerint az adott input paraméterek alapján az amfibolit testek repedésrendszere ~ 75 %-ban összefüggő hálózatot alkot, míg a gneiszben számottevő összefüggő töréshálózat kialakulása nem valószínű (IV.59. ábra). Bár a vizsgált gneisz minták jellemző fraktál dimenzió értéke részben kívül esik a nomogramok által lefedett tartományon, $E = 2.5$ mellett $D = 1.3$ értéknél a legnagyobb perkolációs klaszter mérete <10%, ami $D \sim 0.9$ esetén tovább csökken. Összességében, míg az amfibolit repedezettség szempontjából a stabilan összefüggő tartományban található, a gneisz törésrendszere nem éri el a perkolációs küszöböt.



Amfibolit és gneisz domináns kőzetblokkok eltérő gyakorisággal fordulnak elő a vizsgált metamorf dómokot felépítő különböző egységekben. Míg az *AG* egység döntően amfibolitból és amfibolos gneiszből áll, az *SG* egységben a monoton gneiszet csak elvétve szakítják meg homogén amfibolit betelepülések. Az egységesen a hátaik északi oldalát felépítő *OG* zónát ortogneisz és az abba zárt eltérő méretű bázikus-ultrabázikus (repedezettségüket tekintve az amfibolittal analógnak tekinthető) xenolitok alkotják. Ennek megfelelően a mindkét litológiát tartalmazó modellben két alapesetet vizsgáltunk:

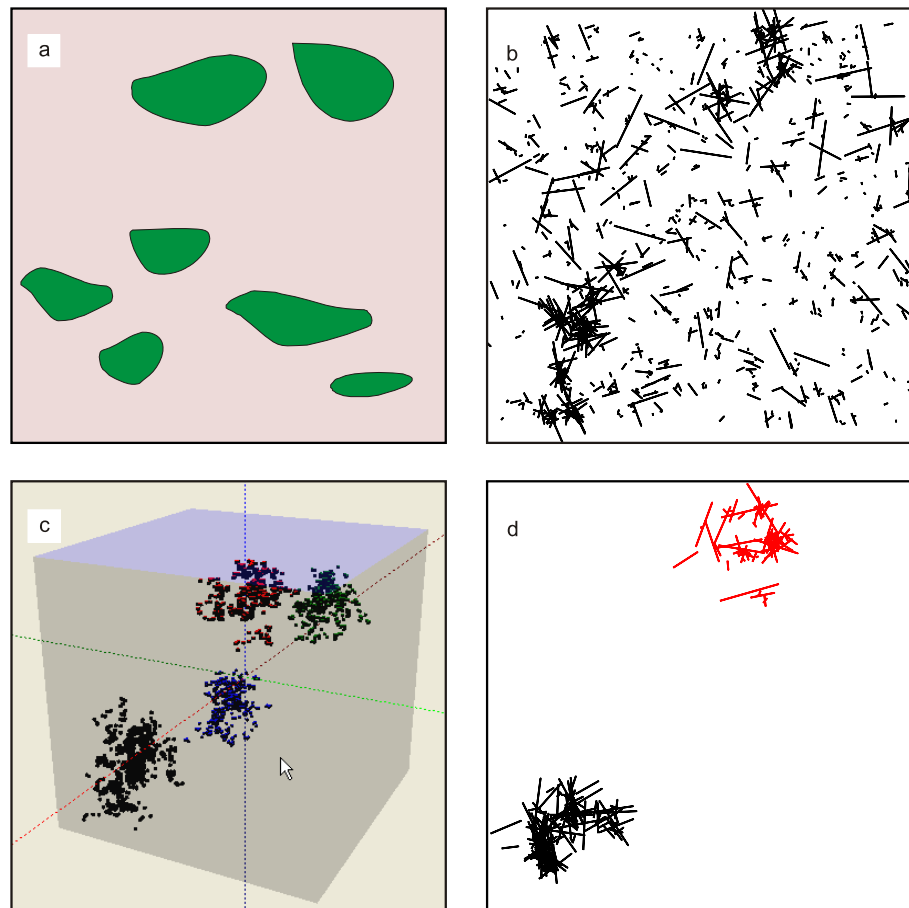
- a kőzettestet egymást sűrűn váltogató, nem nagy vastagságú amfibolit és gneisz zónák alkotják, az előbbi dominanciájával (*AG*) (IV.60.a. ábra);
- homogén gneisz tömegben egymástól elszeparáltan, nagyméretű amfibolit testek találhatók (*SG*, *OG*) (IV.61. ábra).



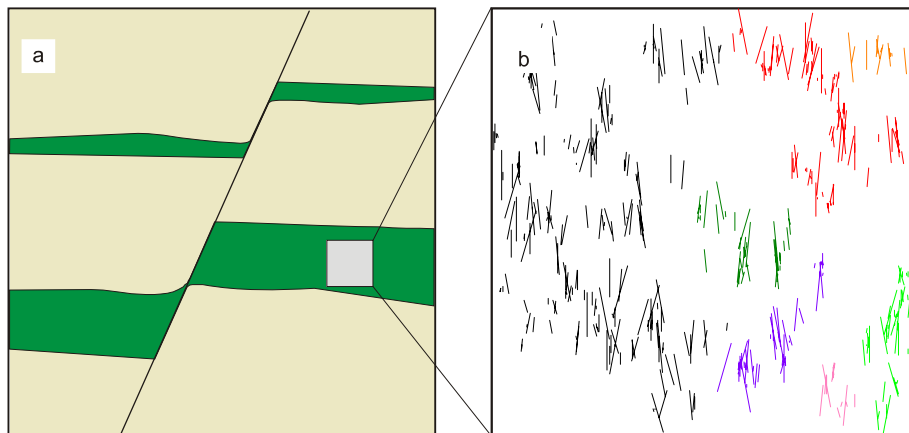
IV.60. ábra – Az AG egység repedésrendszerének elvi modellje. a) normálvetővel elvetett amfibolit és biotit gneisz váltakozása; b) teljes töréshálózat; c) az amfibolit testeken belül intenzív repedezettség jellemző, s egyes amfibolit testek között is kialakulhat összefüggő törésrendszer (3D); d) az előző kép függőleges irányú 2D metszete

A modellezés eredménye azt mutatja, hogy az AG esetében – eredendően a gneisz kismértékű repedezettsége miatt – a két litológiai egység között nincs kommunikáció (IV.60. ábra). Szomszédos amfibolit zónák, ugyanakkor, alkothatnak összefüggő töréshálózatot, amennyiben azokat csak viszonylag vékony gneisz betelepülés választja el egymástól. Ezt természetesen tovább segítheti a vetők menti elmozdulás lehetősége, aminek hatására az amfibolit zónák közvetlen kontaktusba kerülhetnek egymással (IV.60. ábra). A képet bonyolítja, hogy vékony, néhány méter vastag amfibolit testek esetén, a viszonylag meredek törések között a repedezett horizonton belül nem alakul ki összefüggő rendszer; a hálózat több egymás melletti részrendszerre esik szét (IV.62. ábra). Az AG egységben feltehetően e három alapeset fordul elő általánosan, de ezek gyakorisága és pontos térbeli helyzete – megítélésünk szerint – nem megismerhető. Mindezzel együtt az AG egység esetében lényegében biztosítottak látjuk az összefüggő töréshálózat kialakulásának feltételeit.

Az *AG* egységben látottal lényegében ellentétesen viselkedik a másik két szerkezeti egység. Mindkét kőzetblokkot (*SG*, *OG*) nagyméretű, de egymástól elszeparált amfibolit testek jellemzik. Ezeken belül a nagy vastagság miatt a repedéshálózat kommunikációja biztosított, de az egyes metabázikus blokkok között lényegében nincs lehetősége összefüggő törésrendszer kialakulásának. Mindkét esetben jól fejlett, de egymással nem kommunikáló törés alrendszerek egymásmellettiisége jellemzi a rezervoárt (IV.61. ábra).



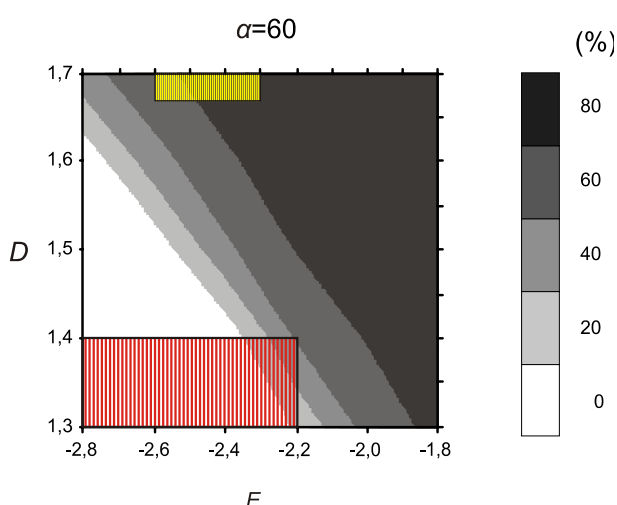
IV.61. ábra – Az *SG* és az *OG* egységek repedésrendszerének elvi modellje. a) homogén gneisz tömegben elszórtan bázikus testek találhatók; b) a teljes repedéshálózat 2D metszeten; c) a kommunikáló részrendszerek az amfibolit betelepülésekhez kapcsolódnak, közöttük nincs kapcsolat; d) az előző kép függőleges irányú 2D metszete



IV.62. ábra – Esetenként a meredek repedések gátolják a laterális áramlási rendszer kialakulását még a jól repedezett amfibolitban is. a) v.ö. IV.60.a ábra; b) a homogén amfibolit testen belül kialakuló kommunikáló törés alrendszerek horizontális 2D metszetben

IV.1.8.2.1. KÚTKÖRNYEZETI MODELL

A három mezősasi fúrás részletes repedezettség adata sora lehetőséget biztosít a rezervoár valódi térrészeinek törés modellezésére. Mindhárom esetben a kút 100 méteres környezetében, 200*200 m alapterületű oszlop mentén végeztük a modellezést, a kocka alakú indikátor cellák oldalhossza 25 méter volt. A modellezés az adott fúrásokban meghatározott orientáció adatok figyelembevételével történt. A D_3^c értékeket a fenti kalibráció szolgáltatta, míg – a kutakban történt megfelelő mérés hiányában – $E = 2.2$, egységesen. Ez utóbbi kényszerű választás jelentős mértékben növeli a modellezés bizonytalanságát, amint az az E - D - α nomogramok alkalmazása alapján is egyértelmű. Ugyanakkor a két gneisz típusra

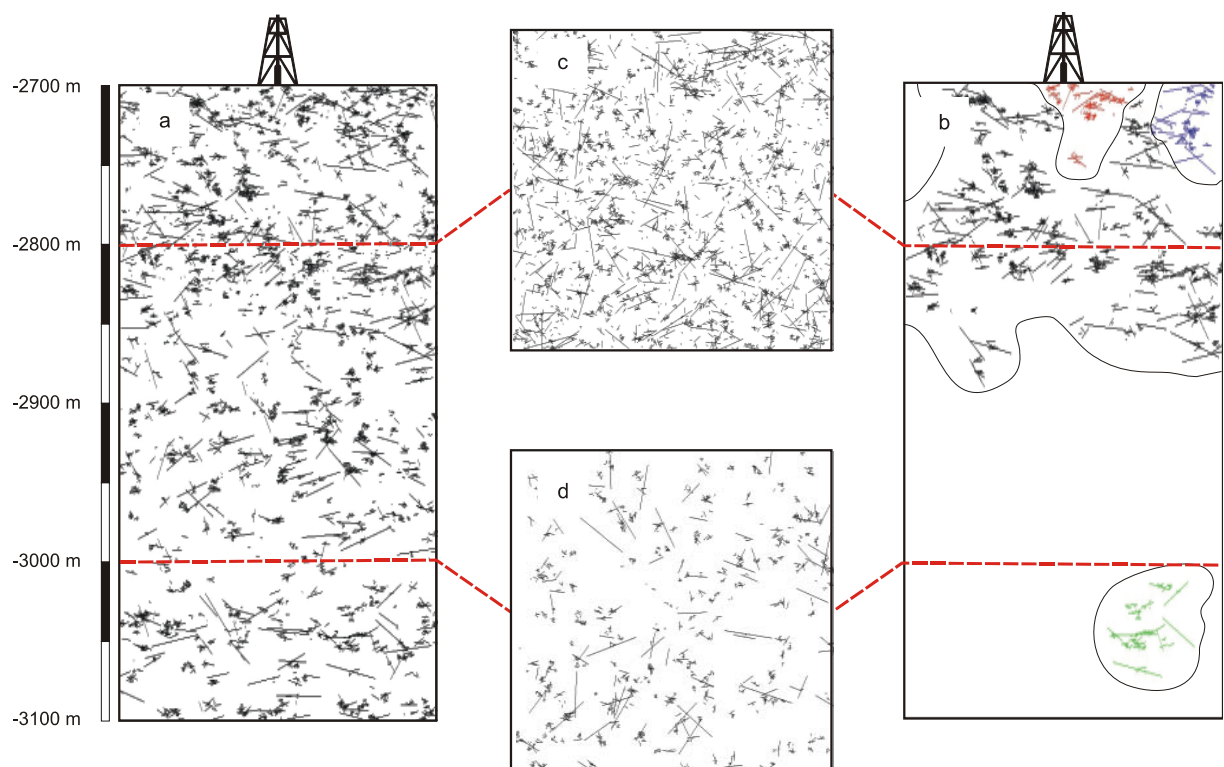


IV.63. ábra – A mezősasi fúrások repedésadatainak helyzete a megfelelő E - D - α nomogramon. (részletek a szövegben; piros: gneisz, sárga: breccsa zóna)

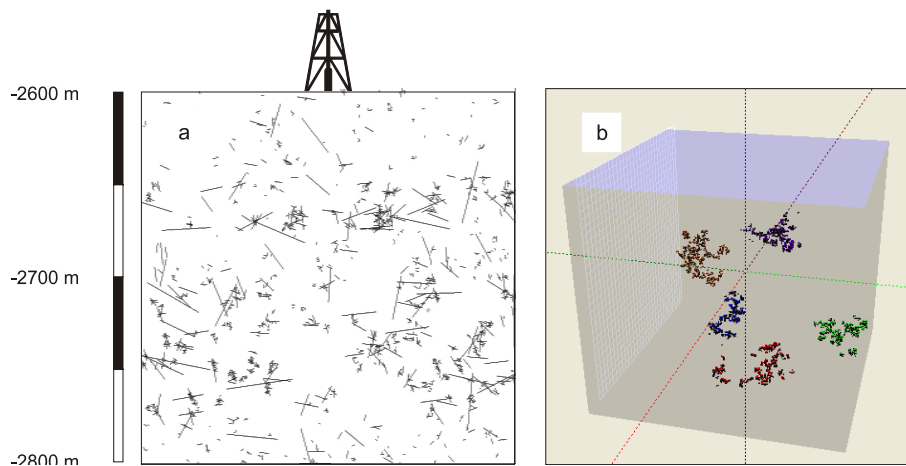
átlagosan jellemző $D_3^c \sim 1.1 - 1.4$ töréssűrűségek mellett a reális E értékek nem kommunikáló törésrendszerre utalnak, ami alátámasztja a gneiszekről korábban mondottakat. A Sas-Ny-7 fúrás széles breccsa zónájának, s a kisebb repedezett blokkoknak a viselkedése másrésztől nagyban függ E választásától, hiszen míg $E \sim 2.2$ esetében lényegében összefüggő törésrendszerrel számolhatunk, $E \sim 2.6$ érték mellett a törések alig fele alkot kommunikáló hálózatot (IV.63. ábra).

Az egyes fúrások kútkörnyezeti modelljei alapján az aljzat monoton gneisz szakaszai nem mutatnak jelentős mértékű repedezettséget (IV.64., 65., 66. ábra). A két gneisz egységen belül kialakuló töredezett zónák feltételezhetően kisebb-nagyobb méretű, a modell szerint egymással nem kommunikáló „zsebeket” alkotnak. Ez a mintázat nem mond ellent a fent írtaknak, miszerint az *OG* és az *SG* egységen belül a repedezettség mértéke jelentős mértékben litológiaiilag kontrollált, s a töredezett zónák a metabázikus betelepülésekhez köthetők. Sajnos fúrómag és megfelelő minőségű lyukgeofizikai szelvények hiányában az adott fúrásokban ezen közzettettek léte nem vizsgálható.

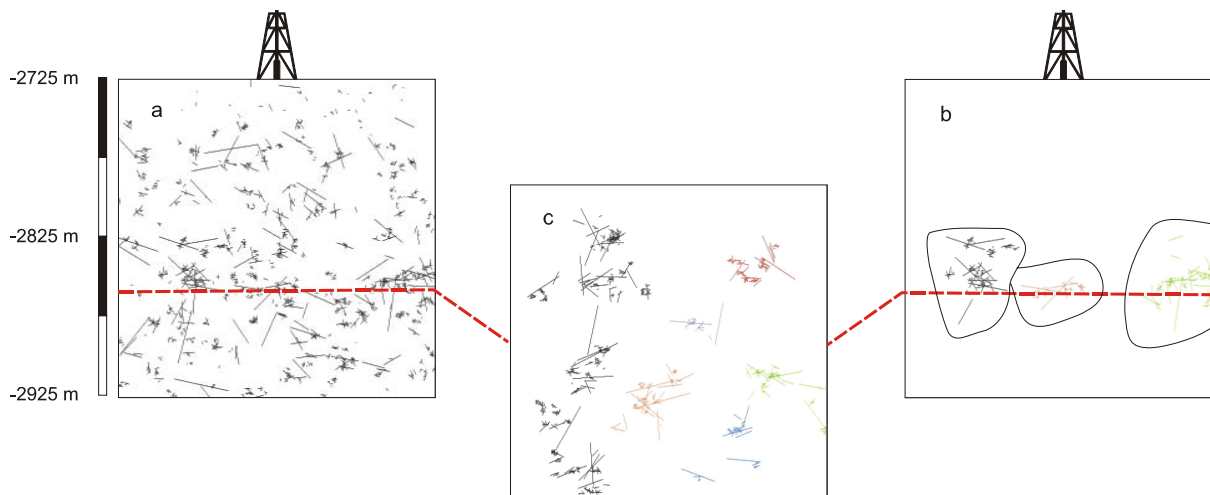
Az *SG* és *OG* egységeket elválasztó tektonikai zónaként értelmezett intervallum törései a Sas-Ny-7. fúrásban kommunikáló rendszert alkotnak (IV.64. ábra).



IV.64. ábra – A teljes repedéshálózat, valamint a legnagyobb kommunikáló alrendszerek térbeli helyzete a Sas-Ny-7 fúrás 200*200 méteres kútkörnyezetében. a) teljes hálózat (függőleges metszet); b) a legnagyobb kommunikáló alrendszerek (függőleges metszet); c, d) vízszintes metszetek két kitüntetett mélységben



IV.65. ábra - A teljes repedéshálózat, valamint a legnagyobb kommunikáló alrendszerek térbeli helyzete a Sas-Ny-10 fúrás 200*200 méteres kútkörnyezetében. a) teljes hálózat, b) a legnagyobb kommunikáló alrendszerek törésközpontjainak három dimenziós helyzete



IV.66. ábra – A teljes repedéshálózat, valamint a legnagyobb kommunikáló alrendszerek térbeli helyzete a Sas-Ny-13 fúrás 200*200 méteres kútkörnyezetében. a) teljes hálózat (függőleges metszet); b) a legnagyobb kommunikáló alrendszerek (függőleges metszet); c) vízszintes metszet egy kitüntetett mélységben

IV.1.8.2.2. HIDRODINAMIKAI PARAMÉTEREK

A fenti modellek mellett a hidrodinamikai vizsgálatokhoz a repedések nyitottságát leíró függvény együtthatójára is szükség van. A fúrómagok alapján meghatározott érték ($a/L \sim 0.034$; IV.1.8.1.1. fejezet) jó egyezést mutat a nyírásos repedésekre vonatkozó irodalmi értékekkel.

Az amfibolit esetében a porozitás adatok relatív szórása ~ 18 m cellaméret esetén éri el a 20%-os határt, így a jellemző REV méret $r_0 = 18$ m. A kőzet átlag porozitása ekkor $\Phi \sim 2$ %, ami a repedések összefüggősége miatt lényegében az effektív porozitás értéke is. A gneisz mintára jellemző REV méret többszöröse az amfibolitra jellemző értéknek; $r_0 = 70$ m. A kőzet porozitása $\Phi \sim 0.2$ %, az effektív porozitás pedig – a repedések kisfokú összefüggősége miatt – még ezt az értéket sem éri el.

Az alkalmazandó áramlási modellező rendszer (MODFLOW) igényei miatt a permeabilitás anizotrópiáját nem az ellipszoid tengelyeinek hosszával és helyzetével, hanem az x, y, z irányú értékekkel adjuk meg. Eszerint az amfibolit esetében rendre $4.5 \cdot 10^{-12}$, $4.3 \cdot 10^{-12}$, $8.6 \cdot 10^{-12}$ m²; a gneisz esetében pedig $3.9 \cdot 10^{-13}$, $3.7 \cdot 10^{-13}$, $7.4 \cdot 10^{-13}$ m² a jellemző értékek. Ezeket az értékeket a nagyobb pontosság érdekében a jelenleg aktuális kb. 2 km mélységre kell transzformálni, hiszen a repedések a mélységgel záródnak, ami jelentős hatással van fluidum vezető képességükre. Számos kísérlet alapján (MORROW & TSAI, 1994; MORROW, 2000; HEIKAMP & NOVER, 2003; SAAR & MANGA, 2004) repedezett kőzetekben a permeabilitás-mélység kapcsolat megfelelő függvénnyel (egyszerű esetben lineáris modellel) közelíthető. Így a megfelelő algoritmus alkalmazásával az aktuális mélységben a repedezett kőzet belső permeabilitása, s a fentiekkel együtt az összes lényeges hidrodinamikai paramétere származtatható.

A törésrendszer modellezése összességében arra utal, hogy a repedezett aljzat jó tároló zónái az egyes metamorf blokkok közötti feltolódási zónákhoz, valamint az amfibolit testekhez kapcsolódhatnak, míg a gneisz domének kevésbé vesznek részt az aljzati tároló hidrodinamikai rendszerében. Amint arra a Sas-Ny-7 fúrás vizsgálata rámutatott, a kommunikáló törésrendszerek kialakulásában a litológiai különbségek mellett kiemelkedő szerepe van az aljzat fejlődésének különböző állomásaihoz köthető széles nyírási zónáknak is. A kőzetváz és a meghatározott hidrodinamikai paraméterek alapján az aljzat recens hidrodinamikai viselkedése modellezhető.

IV.1.9. FEJLŐDÉSTÖRTÉNET

IV.1.9.1. A KŐZETVÁZ EVOLÚCIÓJA

A részletes petrográfiai, kőzetkémiai, termobarometriai, szerkezetföldtani és geokronológiai vizsgálatok igazolták, hogy a Békési-medence északi peremének vizsgált metamorf aljzat blokkjait alapvetően eltérő fejlődésű kőzettestek építik fel. A kiemelt háta északi lejtőjén, illetve a központi, déli fúrásokban legmélyebb szerkezeti helyzetben ortogneisz a jellemző. Az OG egységet peralumíniumos karakterű, mészkalkáli gránitból

létrejött ortogneisz uralja. Az egykori intruzív közetre egyértelműen utalnak a mirmekites, pertites földpát szemcsék, a poligonális kvarc-földpát szemcsehalmozok, valamint az idiomorf alakú akcesszórius fázisok (cirkon, apatit). Az ortogneisz zóna legfontosabb jellegzetessége az eltérő litológiájú xenolitok, esetenként xenokristályok megjelenése. A rendszerint mafikus összetételű kőzetzárványok és a premetamorf gránit szoros genetikai kapcsolata alapján felmerülhet, hogy a kőzet migmatit (BALÁZS & TSAI., 1986). Ezt látszik erősíteni az amfibolit zárványok erősen kimerült geokémiai jellege, mely ezt a csoportot a resztitekhez teszi hasonlóvá. Másrészt, figyelembe véve az akár azonos fúrásból előkerült xenolitok szélsőségesen eltérő metamorf fejlődését is (v.ö. IV.7. ábra), kizárható a gránit és a xenolitok közös eredete; a kőzet bizonyosan nem migmatit.

Eltérő P - T fejlődésű kőzetzárványokat tartalmazó, peralumíniumos gránit eredetű ortogneiszek különösen jellemzőek a szubdukciós-akkréciós (Alaszka típusú) orogén övekben (OCHSNER, 1993). Alternatív forgatókönyvként, figyelembe véve azt a megfigyelést is, miszerint a kőzetzárványok egy része magas nyomású korai metamorf fejlődést mutat, felmerül a teljes ortogneisz zóna HP evolúciójának, majd későbbi relaxációjának modellje is. A mélybe szubdukáló kontinentális kéregdarabok lehetőségére a kínai Dabie Shan komplexum részletes vizsgálata hívta fel a figyelmet (CARSWELL & TSAI., 1997; TABATA & TSAI., 1998), ahol az akcesszórius fázisok szemcséi (mindenekelőtt a cirkon) relik HP zárványokat tartalmaznak. Bár esetünkben egy hasonló típusú fejlődés lehetőségét nem lehet egyértelműen elvetni, az általunk vizsgált cirkon szemcsékben magas nyomásra utaló ásványokat nem találtunk, a zárványok kvarc és apatit anyagúak.

A mindezek alapján az OG egység eredetére legvalószínűbbnek tartott szubdukciós-akkréciós modell szerint a szubdukció során az alábukó lemez felforgácsolódó anyaga és a nagy mennyiségben felhalmozódó üledék miatt az akkréciós prizma anomálishan kiszélesedik (KEAREY & VINE, 1996), aminek eredményeként a szubdukciós front az óceán irányába hátrálni kezd. Így az alábukó, majd a kis sűrűségükből adódóan felemelkedő kőzetblokkok az akkréciós prizma alján dokkolódnak (COWAN & SILLING, 1978), s az általuk szállított, eltérő metamorf állapotú óceáni lemez eredetű bázikus, ultrabázikus kőzetforgácsok szintén a prizma anyagát gazdagítják.

A köpeny eredetű magma intrúziók az akkréciós prizma alján granulit fáciesű metamorfózist okozhatnak, amivel helyenként a melanzs üledék anyagának megolvadása is együtt jár. Az M -típusú (köpeny eredetű) és S -típusú magmák keveredésével keletkező granitoid olvadékok (CASTRO & TSAI., 1991) az akkréciós prizma belső szerkezetének függvényében felemelkednek, miközben különböző eredetű kőzetdarabokat ragadnak magukkal. Ezek alkotják a peralumíniumos karakterű granitoid testben a jellegzetesen eltérő metamorf fejlődést mutató xenolitokat (ZURBRIGGEN, 1996).

A Békési-medencét északról határoló aljzat blokkokban általános ortogneisz esetében elfogadva az akkréciós-szubdukciós modell által vázolt genetikát, a különböző P - T evolúciót mutató amfibolit, gránátos amfibolit, eklogit, granulit (és a részletesen nem vizsgált további összetételt mutató) xenolitok, valamint a xenokristályok az egykori széles akkréciós prizma melanzs anyagát képviselik. Az akkréciós prizma felfűtésével, s a gránit magmatizmussal függ össze az összes vizsgált xenoliton kimutatható HT - LP metamorf felülbélyegzés (~ 680 °C, ~ 3 kbar). A gneisz terrénium minden vizsgált kőzete alapján azonosak a fő palásságot eredményező metamorf felülbélyegzés fizikai körülményei (~ 550 °C, 3 kbar) is; a deformációs esemény a gránit pluton közel izobár hűlése során érte a komplexumot.

A modell alapján értelmezhetők az OG egység izotóp geokronológiai adatai is. A xenolitok ~ 330 Ma K/Ar kora feltehetően az akkréciós prizmában történt lehűlés idejét rögzíti, amit a gránit intrúzió csak a kisméretű kőzetzárványok és xenokristályok esetében tudott felülni (300 Ma). Az intrúziós test 3 kbar nyomáson történt izobár lehűlése a korábbiak alapján ~ 6.0 °C /Ma rátával zajlott (*IV.1.5.4. fejezet*), átlagos sűrűségviszonyokat feltételezve ~ 10 km mélységben.

A teljes OG egységben jellegzetes a gneisz posztmetamorf deformációja, mely a szöveti megfigyelések, s a monomineralikus kvarc szutúrák analízise alapján retrográd folyamatok során, $\sim 400 - 450$ °C hőmérsékletű nyírás eredményeként milontitot, majd további hűlés során az előző szerkezetet felülíró katakláizitot eredményezett. Az ortogneisz blokk késői töréshálózata mikroszerkezeti tulajdonságai, cementáció története és geometriai paraméterei alapján összevethető az SG és az AG egységek töréses szerkezeteivel.

Az SG egység döntő részben szillimanitos gneiszből áll. Protolitja geokémiai jellegét tekintve aktív kontinens peremre jellemző homokkő lehetett; a kőzetből az ortogneiszre jellemző reliktn intruzív szöveti bélyegek hiányoznak. A gneiszben felismerhető koegzisztens ásvány paragenézisek alapján fejlődését óra járásával megegyező P - T út jellemzi. A maximális nyomást a kőzettest a kyanit stabilitási mezőben érte el ($T(P_{max}) \sim 750$ °C, $P_{max} \sim 8$ kbar), míg a kőzet jelenlegi palásságát meghatározó felülbélyegzés közel izoterm dekompresszió eredménye volt ($T \sim 670$ °C, $P \sim 5$ kbar). Valószínűleg az eredeti homokkőbe nyomultak a szillimanitos gneisszel együtt előforduló gránátos amfibolit protolitját képező bazalt telérek. A kőzet nagymértékben differenciált geokémiai jellege szubvulkáni eredetét erősíti. A gránátos amfibolit alapján rekonstruálható metamorf fejlődéstörténet megegyezik a befoglaló szillimanitos gneisz evolúciójával, így – a litosztratigrafiai megfigyelések mellett – igazolni látszik a két kőzettípus genetikai kapcsolatát.

A korai, magasabb nyomású esemény koráról nincs információnk. A monacit geokémiai korok alapján közelítőleg 330 millió évre datálható a második metamorf esemény időpontja, míg a K/Ar adatok a retrográd fejlődés két kitüntetett pontját rögzítik. A számított hűlési ráták a teljes retrográd úton lényegében azonosnak tekinthetők ($\Delta T/\Delta t \sim 2.5$ °C/Ma).

A legmagasabb szerkezeti helyzetben található amfibolos biotitgneisz egység mind litológiai felépítésében, mind rekonstruálható metamorf fejlődésében eltér a korábbi két egységtől. Az alapvetően amfibolit, amfibolos biotitgneisz és biotitgneisz váltakozásából felépülő kőzetoszlop egykori vulkanoklaszt sorozatként értelmezhető. Az amfibolit tagok kémiai összetételük alapján kis mértékben gazdagodott T-MORB bazaltok, ami a jelentős mennyiségű nem magmás anyagú protolittal együtt ív-mögötti medence környezetre utal. Számos egyéb geokémiai indok mellett (részletesen M. TÓTH, 1994A, 1994B) erre mutat az amfibolitokban tapasztalható kismértékű Nb-gazdagodás (SAUNDERS & TARNEY, 1979; LE ROEX & TSAI., 1983), a pozitív Zr-anómália, és a tektonikai jellegek – diszkriminációs diagramok szerint – kevert megjelenése is (WEAVER & TSAI., 1979).

Az AG egység kőzetei monometamorf fejlődést mutatnak $T_{max} \sim 550$ °C, $P(T_{max}) \sim 4$ kbar mellett. Az alsó amfibolit fáciest nem meghaladó metamorfózisra utalnak a kőzetben megőrződött relik, magmás eredetű zónás plagioklász és amfibol kristályok is.

Amint azt a folyamatos magvétellel mélyült Szh-180 fúrás anyagának részletes vizsgálata igazolja, az SG és az AG egységek határát széles (kb. 10 m) kataklázit zóna jelöli ki. A nyírási öv mentén – elsősorban a felső, amfibolit anyagú kőzetekben – alacsony hőmérsékletű, jelentős mértékű hidratációval kísért metamorfózis zajlott, melynek hatására aktinolit, klorit, epidot, prehnit és pumpellyit keletkezett. A Ca-Al szilikát fázisokban megfigyelhető, a szemcsék pereme felé csökkenő Fe^{3+} koncentrációt mutató zonáció az átalakulás során csökkenő hőmérsékletet bizonyít, klorit termometriai számítások alapján a kisfokú felülbélyegzés esetében $T \sim 300$ °C volt. Az AG egység retrográd hűlése a ~ 3.1 °C/Ma gradiens mentén zajlott.

Az AG egységre, s különösen annak amfibolit tagjaira jól fejlett, konjugált geometriát mutató töréshálózat jellemző.

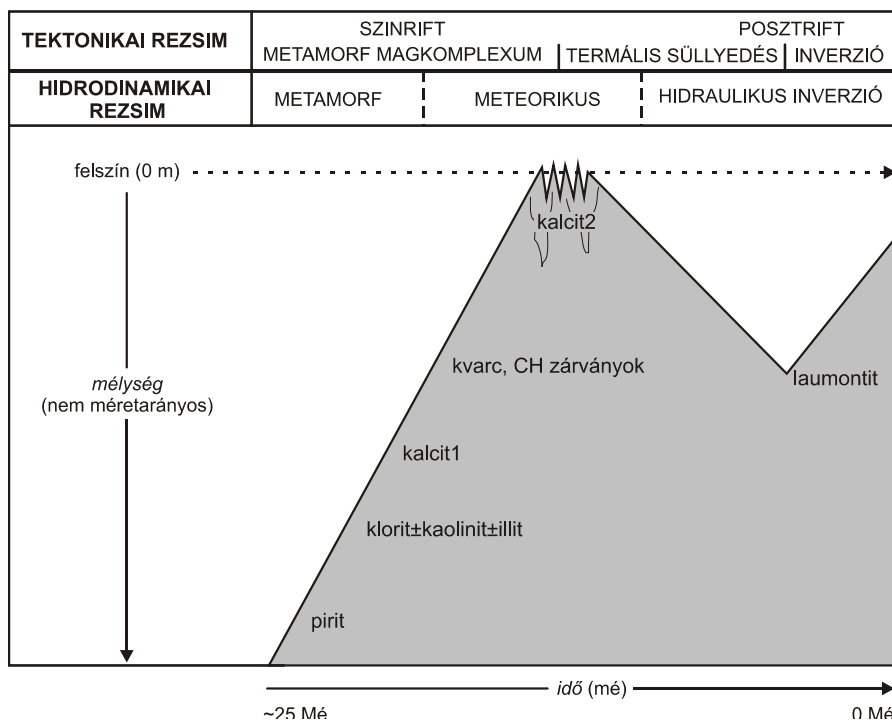
Az egyes egységeket elválasztó tektonikus zónák geofizikai szelvényeken és fúrómag léptékben is megbízhatóan nyomozhatók mind az AG-SG, mind az SG-OG határ esetében; rendkívül bizonytalan ugyanakkor a két tektonikus esemény időbeli kapcsolata. A magvizsgálati eredmények alapján bizonyos, hogy az AG-SG határ magasabb hőmérsékletű (zöldpala fácies, prehnit-pumpellyit fácies) tartományt képvisel csökkenő hőmérséklet mellett. Az SG-OG határon másrésről a kvarc szemcsék töréses deformációja jellemző (< 270 °C), s a kataklázit kalcit cementjének elsődleges fluidum zárványai alapján SCHUBERT (2003) ezzel koherens ~ 250 °C homogenizációs hőmérsékleteket detektált.

Elfogadva tehát a vizsgált területen a D1 eseményt követő folyamatok egyöntetűen retrográd jellegűt, a határokon keletkezett kőzetek termometriai becslési eredményeit, valamint a szeizmikus értelmezéseket, a magasabb hőmérsékletet jelző *AG-SG* határt idősebbnek tételezzük fel. Egyúttal feltételezzük, az ortogneisz blokkra a már egységes *AG-SG* blokkok tolódtak.

IV.1.9.2. PALEOHIDROLÓGIAI EVOLÚCIÓ

A metamorf aljzat összetett szerkezetfejlődésének eredményeként fő vonalaiban előállt az a ma ismert felépítésű kőzetváz, mely mind a földtörténeti múltban, mind napjainkban különböző fluidumok tárolásának és áramlásának fontos médiuma volt. Az alábbiakban előbb áttekintjük a paleohidrológiai evolúció meghatározó lépéseit, majd – ennek mintegy folytatásaként – kísérletet teszünk a recens áramképet meghatározó tulajdonságok felvázolására is.

Mint azt a korábbiakban részletesen megmutattuk, a vizsgált metamorf háta D3 repedésrendszerét lényegében egységes ásványtársaság cementálta. Ezek elemzése rámutatott, hogy a kloritól ($< 300\text{ }^{\circ}\text{C}$) a kvarcon ($> 150\text{ }^{\circ}\text{C} \rightarrow \sim 120\text{ }^{\circ}\text{C}$) keresztül a cc2 kalcitig ($< 50\text{ }^{\circ}\text{C}$) az erek keletkezése fokozatosan csökkenő hőmérséklet, feltehetően folyamatos kiemelkedés során zajlott (IV.67. ábra). A kis anyagmennyiség miatt a paleohidrológiai fejlődéssel kapcsolatban kevés információnk van a korai fázisokkal kapcsolatban, a kvarc és a cc2 kalcit fázisok elemzése ugyanakkor fontos részletkérdésekre is választ adott.



IV.67. ábra – A repedéskitöltő ásványszekvencia az aljzat mélysége (kiemelkedése) és a relatív idő függvényében

A kvarc fluidum zárvány együtteseinek vizsgálatával öt egymást követő fluidumot lehetett elkülöníteni, melyek a SzD különböző területein jelennek meg. Az 1., 2., 3. generáció kizárólag a hát északi oldalán, az ortogneisz repedéseiben mutatható ki. A 4. generáció a hát teljes területén jellemző, míg délen elsődleges zárványokat alkot, északon kizárólag a kvarc behagedt repedéseiben csapdázódott. Az utolsó, kondenzátum jellegű szénhidrogén jelenléte csak a hát déli és északkeleti területén igazolható. Bár az a tény, hogy valamely fluidum adott kvarc kristályban nem jelenik meg zárvány formájában, nem szükségképpen bizonyítja az adott fluidum egykori hiányát az adott területen, a fenti eredmények nagymértékben széttagolt aljzati rezervoárt valószínűsítene. Mindez alátámasztja a töréshálózat modellezés eredményeit, miszerint a feltöltődés során a metamorf aljzat repedésrendszere nem alkotott kommunikáló hálózatot, benne egyidőben, egymással kapcsolatban nem lévő részrendszerek léteztek egymás mellett. Megfigyeléseink szerint a szénhidrogén zárványokat tartalmazó kvarc kristályok szisztematikusan az amfibolit testekben jelentek meg, ami – a modellezés eredményeivel együtt – megerősíti, hogy a repedezett aljzat hidrodinamikai rendszere alapvetően litológiai kontroll alatt állt. Az amfibolitok repedésfal-menti jelentős mértékű retrográd átalakulása arra utal, hogy az infiltráló fluidum és a kőzet nem volt kémiai egyensúlyban egymással. Így a repedésekben kivált kvarc egyik lehetséges forrása maga a mellékkőzet lehetett.

Az egyes olajtípusok térbeli eloszlásánál kevésbé egyértelmű a 4. fluidum generáció csapdázódásának időbeli korrelációja, mivel a központi blokkban elsődleges, míg északon másodlagos zárványokat alkot. Amennyiben feltételezzük, hogy a kvarc kristályok mikrotörései a teljes területen azonos tektonikai eseményhez kapcsolhatók, a HC4 és AQ4 fluidum a hát északi oldalán fiatalabb, mint délen. Ettől eltérő fejlődésre következtethetünk, amennyiben feltételezzük, hogy a hát központi területén a kvarc kristályosodása fiatalabb az északon általános korai barna kvarc szemcsék repedezettségének kialakulásánál. Ebben az esetben a HC4 és AQ4 fluidumok közel egyidejűek lehetnek a hát teljes területén.

Mindezek alapján a kvarc kristályosodása egymással nem kommunikáló repedés alrendszerekben az aljzat folyamatos kiemelkedése közben, a szomszédos üledékes medencék felől lassan áramló komplex összetételű (víz + olaj + gáz + bitumen) rendszerben történt. Az egyes rezervoároknál többször is változott a fluidum összetétele, s egyazon időben többféle szénhidrogén is tartózkodott az aljzat repedéseiben.

Az aljzat legkiemeltebb helyzetéhez köthető a cc2 kalcit kristályosodása. Meteorikus vízből való keletkezésére utalnak egyfázisú vizes fluidum zárványai, izotóp és nyomelem kémiai összetétele. Legfontosabb tulajdonsága azonban a kristályokba zárt szerves maradványok nagy száma és változatossága. Ez a növényi maradványegyüttes lehetőséget

nyújt a cementáció korának meghatározása mellett az egykori öskörnyezet körvonalazására is. Ugyanakkor a vizsgált minta bizonyosan nem reprezentatív a teljes egykori flórát tekintve, amit az elemzett nagyon kisszámú és apró méretű kalcit kristály mellett a szelektív fosszilizáció lehetősége is valószínűsít. Ez utóbbi fontosságára különösen a szöveti maradványok esetében megfigyelhető széles spektrumon eltérő megtartási állapot hívja fel a figyelmet. Eredményeként bizonyosan nem kaphatunk teljes képet az egykori flóráról; mind anyagában, mind az egyes fajok arányaiban jelentősen torzult az eredeti összetétel. A rendelkezésre álló adatok ennek ellenére mind öskörnyezetben, mind korban egységes képet tárnak fel. A néhány tengeri környezetre utaló forma mellett dominánsan egykori kiemelt szárazulaton élő, teraszitikus növények maradványai őrződtek meg a repedésekben. A meghatározott lombhullató zártermő csoportok nagy része (pl. *Quercus*, *Fagaceae*) a f-kkrétában jelent meg. Bár ugyanez elmondható az *Ulmaceae* esetében is, ennek elterjedése, és általános megjelenése a pollenspektrumban az oligocén után válik jelentőssé. Hasonlóan terciér korú bezáródásra utal az *Ericaceae* és a *Chenopodeaceae* megjelenése.

A tágabb környezet pollen adatait vizsgálva megállapítható, hogy a Tiszai Egység területéről a legidősebb *Cedrus* maradványok miocén korúak. A faj pontossággal határozható alakok közül biztos korjelző a *Celtipollenites komloensis*, amely középső miocén kort bizonyít. Szintén szárazföldi környezetet, és a-, k-miocén kort bizonyít a *Heliospermopsis hungaricus* alfafaj megjelenése (NAGY, 1965). A teljes pollen anyagot együtt kezelve az egykori vegetáció legvalószínűbb korának a k-miocén adható. Bár MÁTYÁS & MATTER (1997) vizsgálataira mutatnak, hogy a vizsgált területen a f-miocén transzgresszió után is volt lehetőség meteorikus eredetű vizek mélybeáramlására, a teljes Pannon-medencében általános tengerelöntés alapján kizárható teraszitikus növényi maradványok keletkezése. Szedimentológiai bizonyítékok alapján tehát a k-miocén kor, mint legfiatalabb határ fogadható el a vizsgált flóra korának.

A Tiszai Egység területén belül a k-miocén flóra tér-, és időbeli változását a Mecsekben ismerjük a legjobban. A mai hegységet ebben az időben szigetek sokasága alkotta, melyeken a vízparttól távolodva markánsan eltérő vegetáció típusok jelentek meg. PÁLFALVY (1964) hat társulást ismert fel, melyek közül a Szeghalom-háton vizsgált pollenek egyértelműen megfeleltethetők a „lombhullató erdő sok fenyővel” társulással. A NAGY E. (1967) által adott négyosztatú beosztást használva a Szeghalom-szigeten feltárt társulás „kevert lomboserdő” (*Ulmus*, *Fagaceae*, *Ericaceae*), és „hegyoldali kevert erdő” (*Fagus*, *Pinus*, *Cedrus*, *Abies*) jellegű lehetett, s így a Magyaregregyi típussal azonosítható. Itt jellegzetesen paleotrópusi örökzöld flóraelemek (*Cedrus*) és lombhullató arktoterciér flóraelemek (*Fagaceae*, *Quercus*) keverednek. Ez a vegetáció típus általánosan elterjedt a k-miocén tenger szigetvilágában.

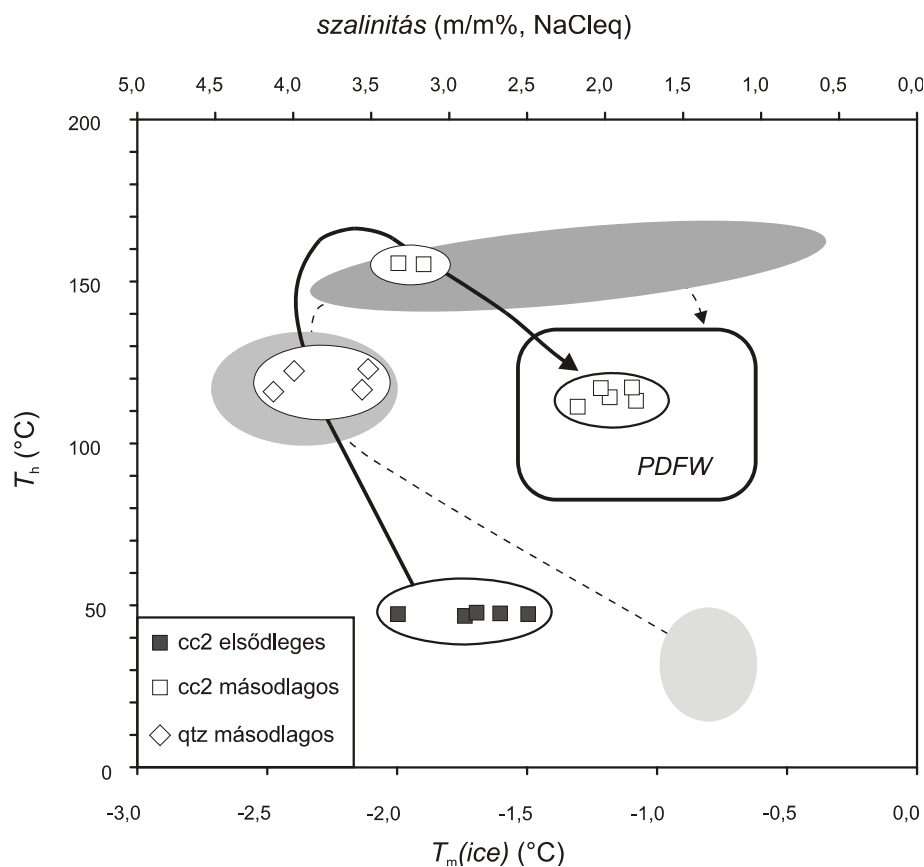
Feltűnő a vízparti társulásokra jellemző magasabbrendű formák hiánya, ami vagy viszonylag kiterjedt szárazföldre utal, vagy a szelektív fosszilizáció eredménye. Figyelembe véve, hogy k-miocén (bádeni) korúak a vizsgált alaphegység kiemelkedést övező zátonyok, valamint a kristályos alaphegységet helyenként fedő abrázios konglomerátum is, jelentős kiterjedésű szárazföld ebben az időben nem képzelhető el. A Szeghalom-dóm a kalcit keletkezésének idején ennek megfelelően sziget lehetett.

A Kárpát-medence területén végzett korábbi részletes palinológiai vizsgálatok eredményeként igen részletes és egységes képünk van a medence éghajlattani, növényföldrajzi változásairól a neogén folyamán (részletes összefoglalás, pl. NAGY, 1999). Úgy véljük ugyanakkor, hogy a vizsgált kalcit szemcsékben azonosított néhányszor tíz darab pollen szemcse nem elegendő ahhoz, hogy a fent vázolt paleobotanikai képnél részletesebben körül tudjuk határolni a Szeghalom-sziget helyzetét ebben a komplex, és gyorsan változó rendszerben.

A palinológiai vizsgálatok igazolták, hogy az aljzat kiemelkedése a k-miocén során érte el a legnagyobb mértékét, amikor a metamorf közettesten keresztül meteorikus eredetű vizek szivárogtak a mélybe. Az aljzat repedéseit kitöltő lényegében tiszta kalcit mind nyomelem kémiai, mind izotópgeokémiai összetételében igazolja ezt a feltételezést. Az aljzatot fedő üledékes képződmények cement kalcitjai nyomelemekben fokozatosan gazdagodnak a háttól távolodva, s izotóp összetételük is markáns keveredési trendet rajzol ki a meteorikus és a Pannon-tó eredetű vizek között. Az Endrőd és a Szarvas metamorf háta közvetlen fedőjében megjelenő, a törmelékes biotit átalakulásával keletkező Mg-sziderit esetében hasonló trendet mutattak ki MÁTYÁS & MATTER (1997), s a jelenséget hasonlóan esővíz és tóvíz keveredésével magyarázták. Szintén a háta közelében bepótlódó meteorikus víz hatásával indokolják az itt tapasztalható nagymértékű földpát visszaoldódást, valamint a kaolinit döntő részarányát a cementáló agyagásványok között. A meteorikus víz hatása a diagenetikus folyamatokra a háttól távolodva csökken, amit – többek között – a kaolinit részarányának drasztikus csökkenése is jelez (JUHÁSZ & MATTER, 1998). Mindez arra utal, hogy a kiemelt metamorf hátakon beáramló meteorikus vizek az üledékes medencébe jutottak, s jelentős szerepet játszottak az egykorú üledékek korai diagenézisében.

Az aljzat repedéseiben, valamint a fedő üledékek cement ásványaiban csapdázódott fluidumok vizsgálati eredményei tovább pontosítják ezt a képet. Mindkét esetben a T_{hom} – T_{mICE} diagram két fő lépésből álló evolúcióra utal (IV.68. ábra). A korai, alacsony hőmérsékletű, viszonylag magas szalinitású meteorikus vizeket követően a hőmérséklet és a szalinitás fokozatos növekedése jellemző, majd kb. $T_{hom} \sim 130$ °C érték után a

homogenizációs hőmérséklet kb. 35 °C-os emelkedése mellett a zárványok markáns kiédesedése figyelhető meg ($4.5 \rightarrow 0.8 \text{ m/m\% NaCl}_{eq}$).



IV.68. ábra – Egyesített $T_{hom} - T_{mice}$ diagram az aljzat repedés kitöltő és a fedő üledékek cementásványainak fluidumzárványai alapján. (a szürke mezők jelzik a fedő üledékek fejlődését; PDFW: present day formation water)

Mivel az alacsony hőmérsékletű ($T_{hom} < 50 \text{ °C}$) repedés kitöltő cc2 kalcit és a korai cementet alkotó Fe-kalcit a fentiek alapján bizonyíthatóan meteorikus vízből vált ki, a zárvényaikban mért $2.6 - 3.8$, ill. $1.3 - 1.6 \text{ m/m\% NaCl}_{eq}$ aránytalanul magas szalinitás értékeknek tűnnek. Ennek alapvetően két oka lehet. Egyrészt a vízben oldott CO_2 képes a T_{mICE} értékét jelentős mértékben csökkenteni, ami az aljzat jelenlegi hézagvizében jellemző kb. 6.1 m/m\% koncentráció esetében $\sim 1.6 \text{ °C}$ változást jelent. Másrészt a mellékközzettel lezajlott, alapvetően hidratációs jellegű mállási reakciók eredményeként a repedésben mozgó meteorikus vízben a K, Na és Ca ionok mennyisége jelentősen megnőhet, ami szintén megemelheti a szalinitást (PARRY, 1998).

Az üledékes medencében a homogenizációs hőmérséklet növekedését feltehetőleg a betemetődési mélység növekedése okozta. Ezzel párhuzamosan a cement fázisok elsődleges, valamint a repedéskitöltő kvarc másodlagos fluidum zárvényaiban fokozatosan nő a T_{mICE} értéke. 130 °C-nál ~ 4.5 m/m% NaCleq szalinitást ér el, ami több mint háromszorosa a Pannon-tó feltételezett szalinitásának (0.8 – 1.5 m/m%, KÖRÖS-HÓDI, 1983; KÖRÖCZ, 1985). JUHÁSZ & TSAI. (2002) a HANOR (1987) által tárgyalt alternatívák alapján részletesen vizsgálták a diagenezis előrehaladásával fokozatosan növekvő szalinitás lehetséges okait. Ezek közül a Békési-medence környékének földtani fejlődéstörténetének ismert adatai alapján a tengervíz bepárlódásának, valamint az evaporit telepek oldódásának lehetőségét kizárták. Hivatkozva arra, hogy a medence legmélyebb területein legalább 9.3 millió éve jelentős mértékű túlnyomás uralkodik (SZALAY, 1988), s az ilyen típusú medencékben általános a membrán filtráció jelensége (BREDEHOEFT & TSAI., 1963; GRAF, 1982), JUHÁSZ & TSAI. (2002) ez utóbbit találták a probléma reális megoldásának. Az üledékes kőzetek cementjében az olvadáspont csökkenését jelentős mértékben a kompakciós vizek hatásának tulajdoníthatjuk, amihez legfeljebb 1.6 °C fokkal hozzájárulhatott a Békési és Szolnoki Formációk pórusvizében jellemző < 3.6 m/m% oldott CO₂ hatása.

A fokozódó süllyedéssel arányosan tehát mind a kristályos aljzat repedéseiben, mind a rátelepülő üledékes sorozatokban csökkent a meteorikus vizek hatása. Ezt tovább segítette, hogy az időközben lerakódó, igen kis permeabilitású Endrődi márga rétegei regionálisan gátolták a medence területeken a meteorikus vizek mélybe szivárgását.

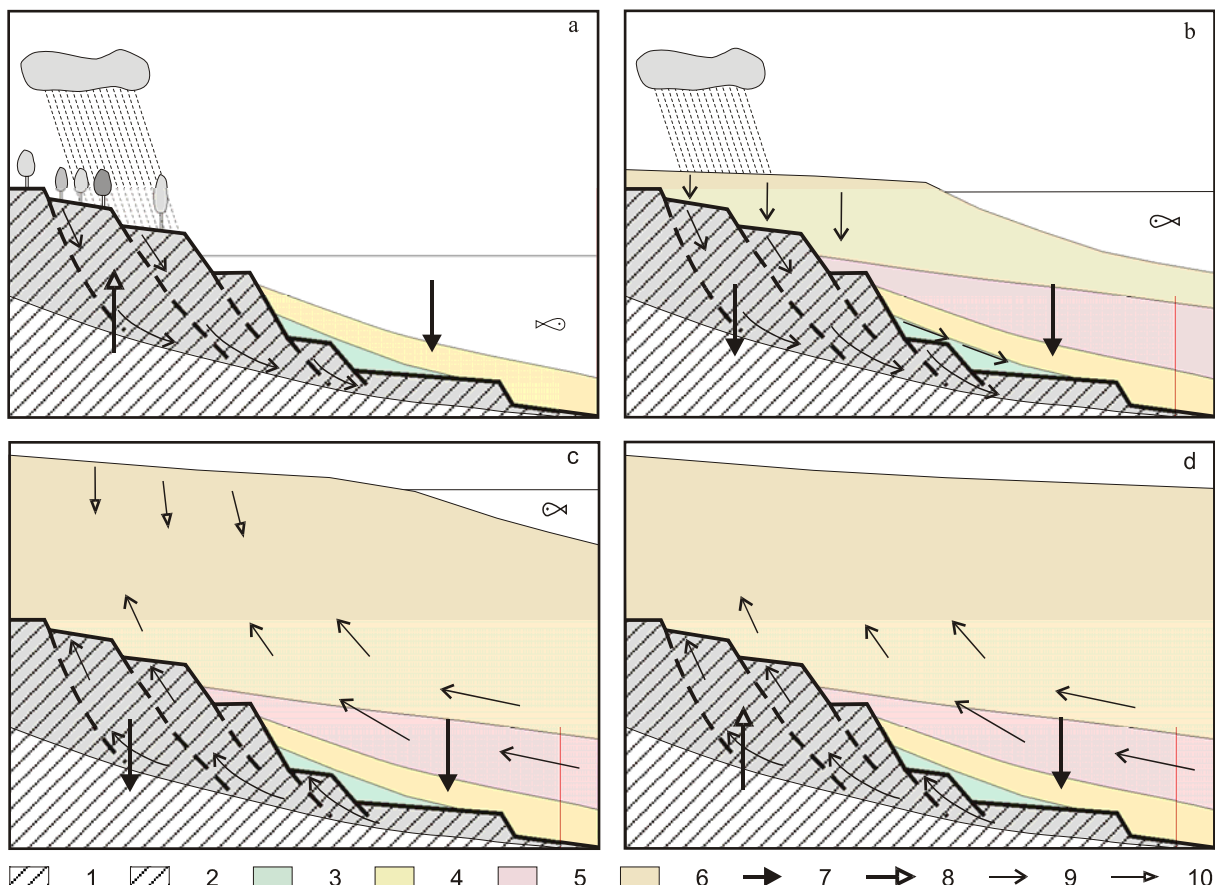
Vizsgálataink szerint (IV.68. ábra) egy adott mélység elérése után, a süllyedés további folytatódása mellett a szalinitás hirtelen és jelentős mértékben csökkent, majd a továbbiakban a pórusfluidum hígulása a legnagyobb betemetődési mélység elérése, és feltehetően a medence újbóli emelkedése során tovább folytatódott. Ezt a tendenciát a cement kvarcba zárt elsődleges, valamint a repedéskitöltő cc2 kalcit másodlagos zárvényai is egyértelműen igazolják. A szalinitás ilyen jelentős mértékű változásának biztosan nem lehet egyedüli oka az oldott CO₂ tartalom csökkenése, ami a jégolvadás hőmérsékletében legfeljebb ~ 1.5 °C változást eredményezhet. Következésképpen, a hőmérséklet-növekedéssel együttjáró szalinitás csökkenésért a mélybe jutó kis sótartalmú vizek lehettek a felelősek, aminek lehetőségét szükségképpen a hidrodinamikai rezsim jellegének megváltozása tudta csak biztosítani. A korábbiak alapján a metamorf háta a medence fejlődésének korai szakaszában bepótlási területek voltak, majd a differenciált süllyedés eredményeként a Pannon-medence egyéb területein alakulhattak ki a topográfiailag kiemelt területek. Idővel ezek vehették át a regionális bepótlási területek szerepét, s a mélybe süllyedt aljzat blokkok régiói kiáramlási területekké alakulhattak át (TÓTH, 1963, 1995).

Az ily módon markánsan megváltozó regionális áramkép lehetett a felelős azért, hogy a korábbi kompakciós eredetű oldatok helyét kis szalinitású vizek vették át a metamorf aljzatban és a fedő üledékekben. Ezek az áramlások szállíthatták azokat a szénhidrogéneket is, melyeknek nyomait az aljzat repedéseiben a cc2 kalcit és a laumontit másodlagos zárványai őrzik.

A fluidum zárványok $T_{hom} - T_{mICE}$ diagramján egyértelműen kirajzolódó késői hőmérséklet csökkenés jól korrelál a Pannon-medence szeizmikus értelmezések (HORVÁTH, 1995; VAKARCS, 1997), valamint vitrit reflexió profilok és agyagászvány reakciók (JUHÁSZ, 1999) alapján igazolt tektonikus inverziójának folyamatával. Korábban láttuk, hogy a repedéskitöltő szekvencia utolsó tagja a laumontit, melynek keletkezése $< 200\text{ }^{\circ}\text{C}$ hőmérséklethez és extrém alacsony CO_2 fugacitáshoz, lényegében nyílt rendszerben történő kristályosodáshoz köthető. Ezt támasztják alá CROSSEY & TSAI. (1984) és HELMOLD & VAN DE KAMP (1984) megfigyelései is. Mindezek alapján feltételezhető, hogy bár az aljzat süllyedése biztosította a laumontit stabilitásának P - T feltételeit, a CO_2 felszabadulását a zárt törések gátolták, s laumontit kristályosodására csak az f_{CO_2} csökkenése nyomán volt lehetőség. Ezt a tektonikus inverzióhoz kapcsolódó mozgások eredményeként reaktiválódó törésrendszer újbóli kinyílása biztosíthatta. A hirtelen változással együttjáró gyors kristályosodásra utalnak a nagyméretű, orientálatlan szemcsékből álló zeolit kristályhalmazok is. Mindezek alapján a laumontit a nyitott D3 repedések, s a kommunikáló törésrendszerek ásványi indikátorának tekinthető.

IV.1.9.2.1. AZ ÁRAMLÁSI RENDSZER FEJLŐDÉSE A TEKTONIKAI ESEMÉNYEK TÜKRÉBEN

Vizsgálataink alapján lehetőség nyílik a Pannon-medence kinyílásával kapcsolatos tektonikai és hidrodinamikai folyamatok összekapcsolására. Ennek kiemelt célja egy olyan modell levezetése az ásványtani, geokémiai, mikrotermometriai adatok alapján, melynek folytatásaként a jelenlegi repedezett aljzat hidrogeológiai folyamatai jobban érthetővé válnak (IV.69. ábra).



IV.69. ábra – A metamorf aljzati hátak szerepe az aljzat hidrológiai rendszerében a neogén óta. a) metamorf magkomplexumok keletkezése és egyidejű meteorikus vízbeáramlás; b) az aljzat termális süllyedése; c) hidraulikus inverzió; d) tektonikus inverzió; (részletek a szövegben; 1, 2: metamorf aljzat, 3-6: medence üledékek, 7: süllyedés, 8: kiemelkedés, 9: regionális áramrendszer, 10: lokális áramrendszer)

IV.1.9.2.1.1. METAMORF MAG-KOMPLEXUMOK KIALAKULÁSA (IV.69.A ÁBRA)

Szeizmikus adatokkal igazoltan a középső-miocén folyamán a Pannon-medence kinyílásának korai fázisában, kristályos magkomplexumok emelkedtek ki a süllyedő Békési-medence körül. Ezek közül néhány (pl. Algyő, Kismarja) geokronológiai adatokkal igazoltan a középső kéreg mélység tartományából exhumálódott, míg mások esetében a kiemelkedés mértéke valószínűleg nem érte el a 10 km-t. Bár a Szeghalom-hát anyagán történt méréseink (IV.1.5.3. fejezet) – hasonlóan a szomszédos Furta-Mezősas hát adataihoz – nem igazoltak neogén cirkon FT korokat, szeizmikus értelmezések (HORVÁTH & TSAI., 2006) szerint a vizsgált metamorf dómok viszonylag sekély mélységből (< 10 km) kiemelkedett magkomplexumoknak tekinthetők. POSGAY & TSAI. (2006) szerint ugyanennek a fiatal, rendkívül gyors aljzat kiemelkedésnek a hatására alakultak ki a Pannon-medence több területén, többek között a SzD környezetében is megfigyelhető szubhorizontális reflexió kötegek.

A kiemelkedés során megfelelő mélység fölött a metamorf tömeg szerkezetfejlődését vetők, törészónák kialakulása jellemezte, melynek folyamatos hűlését a repedéskitöltő ásványszekvencia rögzíti. Mint a palinológiai vizsgálatok bizonyítják, az exhumáció legvalószínűbb időszaka a k-miocén lehetett, s így az egybeesik a magkomplexumok keletkezésének feltételezett időszakával. A Szeghalom-dóm jelenleg kiemelt területe ennek megfelelően korábban nem volt felszín közelben, a hát északi és déli oldalát jelenleg fedő, illetve azzal analóg mezozóos üledékek nem a ma legmagasabb szerkezeti helyzetű metamorf képződményekre települtek. Az üledékes kőzetek a fekűt alkotó metamorf képződmények ismeretlen vastagságú részével együtt a k-miocén során kiemelkedő aljzatról lenyíródtak. Ez lehet az oka annak, hogy bár a vizsgált terület közvetlen környezetében jelentős vastagságú mezozóos összlet fedi a kristályos aljzatot, az egykori flóra nyomát a repedéskitöltő kalcitban nem fedezhettük fel.

IV.1.9.2.1.2. METEORIKUS VÍZÁRAMLÁSI RENDSZER

A kiemelt metamorf háta törésrendszerén keresztül meteorikus eredetű vizek jutottak az aljzatba, majd azon keresztül az üledékes medencékbe (*IV.69.a ábra*). Ezek az áramlási csatornák addig bizonyosan működhettek, amíg a Pannon tenger el nem öntötte a szigeteket (kb. 6.25 Ma, VAKARCS, 1997). Mivel ugyanakkor a medence legfontosabb vízzáró összletét adó Endrődi Formáció képződményei rendszerint nem fedik a metamorf hátakat, a durvább szemcsés Szolnoki és Algyői homokköveken keresztül az áramlási kapcsolat hosszú ideig megmaradhatott (MÁTYÁS & MATTER, 1997; MÁTYÁS, 1994).

IV.1.9.2.1.3. TERMÁLIS SÜLLYEDÉS

A medence fejlődésének következő szakaszában az addig emelkedő aljzati háta is süllyedni kezdtek (HORVÁTH & TSAI., 1988), ami a fluidum zárványok szalinitásának és bezáródási hőmérsékletének folyamatos emelkedésén keresztül követhető. Mivel a süllyedéssel párhuzamosan egyre nagyobb vastagságú üledék is lerakódott (köztük a regionális vízlassító képződmény, az Endrődi márga), az aljzatban és a medencékben a meteorikus vizek hatása fokozatosan háttérbe szorult (*IV.69.b ábra*).

IV.1.9.2.1.4. HIDRAULIKUS INVERZIÓ

A medence süllyedésének egy adott pontján (~ 130 °C) a metamorf háta környezetében új áramlási rendszer épült fel. A nagy szalinitású vizeket a medence más, kiemelt területein bepótlódó alacsony sótartalmú vizek öblítették ki (*IV.69.c ábra*).

IV.1.9.2.1.5. TEKTONIKAI INVERZÍÓ

A napjainkban is tartó tektonikus inverzió eredményeként a metamorf hátaik ismételt emelkedése kezdődött. Ennek hatására a korábban bezáródott törések reaktiválódtak; az újbóli kinyílást a laumontit megjelenése jelzi. Az így kialakult töréshálózat másrészt biztosítja a recens fluidumok áramlását és tározódását a metamorf aljzat komplexumokban (*IV.69.d ábra*).

IV.1.9.3. A METAMORF HÁTAI SZEREPE AZ ALFÖLD RECENS ÁRAMLÁSI RENDSZERÉBEN

Jelen dolgozatnak nem célja a repedezett metamorf aljzat komplexumok minden részletre kiterjedő hidrogeológiai modellezése. Mivel ugyanakkor a fent bemutatott felépítés, fejlődéstörténet alapvetően meghatározza a repedezett metamorf rezervoárok működési feltételrendszerét, célszerű röviden vázolni a metamorf hátaiknak a medence jelenkori hidraulikai rendszerében betöltött szerepének lényeges pontjait.

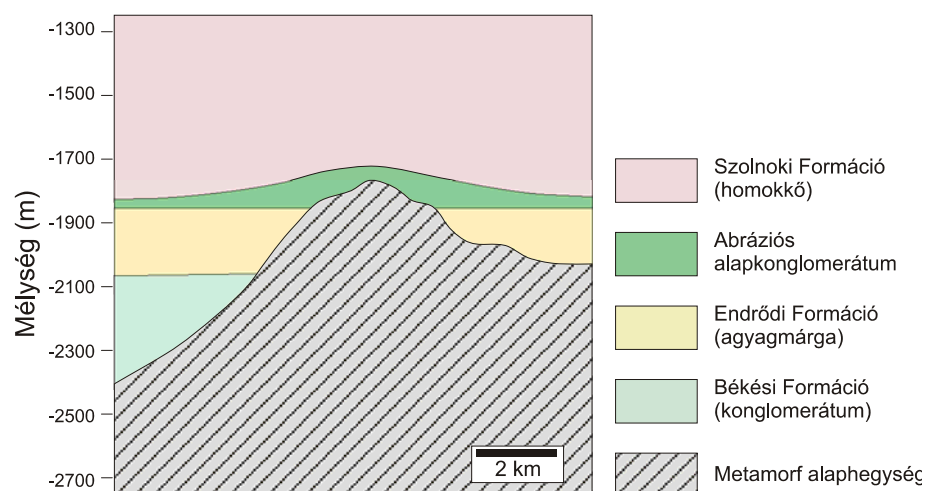
Nagy léptékben a Pannon-medence hidrodinamikai szempontból két eltérő tulajdonságú tartományra osztható. A felső, gravitációs típusú áramlási rendszer (ERDÉLYI, 1976) alatt, elsősorban a kompressziós tektonikai mozgások eredményeként, túlnyomásos zóna alakult ki (VAN BALEN & CLOETINGH, 1995; GRENERCZY & TSAI., 2000; TÓTH & ALMÁSI, 2001). Míg a gravitációs zóna alapvetően jó porozitású és permeabilitású üledékes tárolókban fejlődött ki, a mélyebb helyzetű rendszert a fölötté települő, rendkívül rossz vízvezető tulajdonságú agyag, agyagmárga összetételű üledékek izolálják a medence többi részétől. Így, az olykor 10 – 20 méteres mélység intervallumon belül kialakuló akár 15 – 20 MPa túlnyomás nem tud kiegyenlítődni (ALMÁSI, 2001). A két fluidum rezsim között hidraulikai kapcsolatra nincs, vagy csak a jó permeabilitású törés zónákon keresztül van lehetőség (TÓTH, ALMÁSI 2001, ALMÁSI, 2001).

Mivel a vizsgált metamorf hátaik vizsgálataink szerint a Pannon-tó feltöltődésének korai időszakában kiemelt helyzetben voltak, fölöttük rendszerint hiányoznak a rossz permeabilitású, agyagos tavi üledékek. Mint láttuk, az egykori szigetek törésrendszerei fontos áramlási pályát jelentettek a medence üledékek korai diagenézise során, majd a medence inverziójának eredményeként feltételezhetően medencebeli fluidumokat vezettek a felszín felé. Mindezek alapján feltételezhetjük, hogy a kiemelt metamorf hátaik jelenleg is fontos szereplői az Alföld hidraulikai rendszerének, s litológiai és szerkezeti tulajdonságaik függvényében részt vesznek a mélymedence-beli túlnyomásos zónák kiegyenlítésében.

A porózus és töréses rezervoárok kommunikációját feltárni hivatott modellben a véges elemes REPSIM és Processing MODFLOW modellező környezeteket egyesítettük. Mivel a Processing MODFLOW (CHIANG & KINZELBACH, 2005) használatával kizárólag porózus

közegben történő áramlás tanulmányozható, a repedezett tárolótér hidrodinamikai paramétereit (repedezett porozitás, permeabilitás) a REPSIM kóddal számítottuk; a MODFLOW modellben a kristályos kőzetek cella méreteit az egyes litológiáknak megfelelő REV méretek határozzák meg (IV.1.8.2.2. fejezet). A permeabilitás számított valódi térbeli anizotrópiáját – a program igényeinek megfelelően – egy-egy horizontális és vertikális értékkel jellemeztük.

A modell a Szeghalom-hát 10x12 km² területű, 2750 m mély térfogatú környezetében készült. Az egyszerűsített geológiai felépítés szerint az aljzat véletlenszerűen választott amfibolit és gneisz anyagú cellákból áll, a medence területeket kavicsos üledékek, majd agyagmárga fedi. A kristályos képződmények fölött az impermeábilis képződmények hiányoznak, majd a rétegsort a modell blokk tetejéig homokos üledékek alkotják (IV.70. ábra). A modell környezet felépítése során 50 szintet, és szintenként 1200 négyzet alapú grid cellát definiáltunk. A kristályos képződményekben a cellák a REV méretet követik, a márga esetében a cella vastagság 12.5 m, a többi üledékes kőzet esetében 100 m volt. Az üledékes képződmények hidrodinamikai paramétereit kútadatok alapján adtuk meg (IV.21. táblázat).

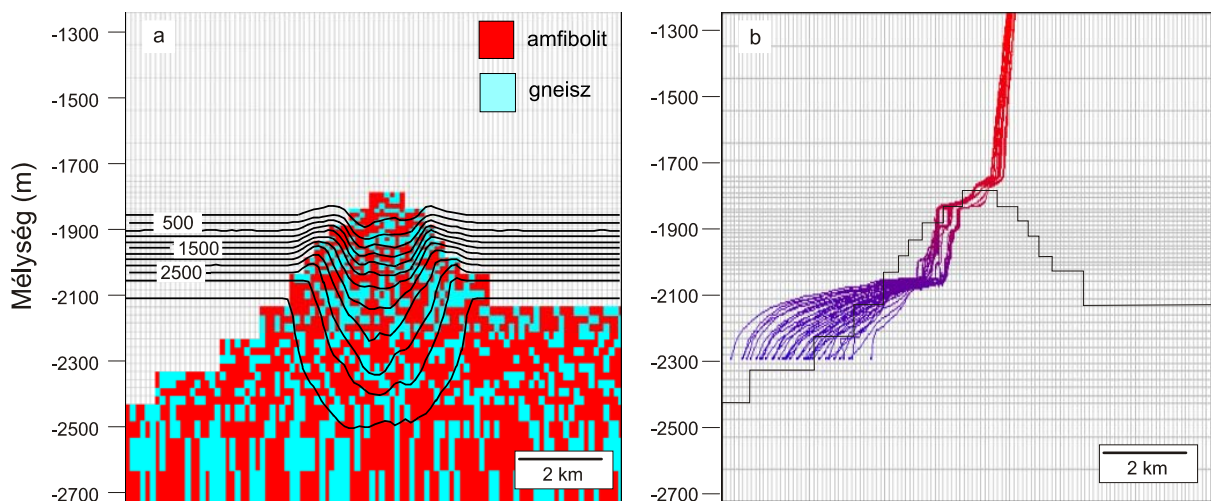


IV.70. ábra – Egyszerűsített kőzetváz modell a SzD környezetének hidrodinamikai modellezéséhez

A homokos és kavicsos üledékekben a porozitás és permeabilitás adatok a mélységgel csökkennek; a repedezett aljzatban a REPSIM alkalmazásával számított K_h és K_v értékek mélységkorrekcióját a MORROW & TSAI. (1994) által adott módszerrel végeztük. A kezdeti hidraulikus gradiens értékét a márga horizont fölött 10 MPa/km, az alatt 25 MPa/km értékben határoztuk meg. A felső határt állandó nyomású cellákkal jellemeztük, ezáltal biztosítva a mélységi fluidumok felfelé áramlását. Az alsó, GHB-típusú határ lehetővé teszi a mély metamorf rezervoárokból történő beszivárgást (VAN BALEN & CLOETINGH, 1994).

Mivel a modell terület lényegében végtelen kiterjedésű üledékes tárolótérrel tart laterálisan kapcsolatot a márga horizont alatt, ennek állandó hozamát a modellezett térrész határára telepített virtuális injektáló kutakkal biztosítottuk.

Mindezen modellezési peremfeltételek mellett a modell igazolja, hogy a metamorf képződmények kis permeabilitása ellenére szerepük igen lényeges a túlnyomás kompenzálásában. Bár a hidraulikus gradiens értéke igen nagy a mélymedencékben, az agyagmárga rétegeken – annak rendkívül rossz áteresztő képessége miatt – minimális mennyiségű víz szivároghat át (IV.71.a. ábra). Ugyanakkor a túlnyomásos zónából a fluidum a repedezett aljzatba szivároghat. A nagy fluxus miatt az aljzatban a vertikális szivárgás sebessége megnő, ezáltal előidézve a kiemelt metamorf hátakra jellemző „kémény hatás”-t (IV.71.b. ábra). Bár az egyes vízrészecskék útja lényegesen eltérhet attól függően, hogy milyen a permeábilis amfibolit és az impermeábilis gneisz anyagú blokkok pontos térbeli helyzete, az áramlási kép geometriáját ez nem befolyásolja lényegesen.



IV.71. ábra – A SzD és üledékes környezetének recens áramlási modellje. a) a potenciometrikus szintek eloszlása (mBf); b) az árampályák helyzete kiáramlási terület feltételezése esetén

Bár az áramlási modell térbeli geometriáját tekintve a Szeghalom-hát esetére készült el, annak eredménye általánosítható a kiemelt aljzati tárolók működési mechanizmusára vonatkozóan. A kristályos rezervoárok általánosan elfogadott modellje szerint (SALAH & ALSHARHAN, 1998) az üledékes medencékből a repedezett aljzatba szivárgó szénhidrogének mozgásának hajtóerejét az olaj és a pórúsvíz közötti sűrűségkülönbség adja. Esetünkben e helyett/mellett a hidrodinamikai rendszer sajátosságai okozzák a mélységi fluidumok aljzatba áramlását; feltételezhető, hogy a metamorf hátak a kimutatott kémény hatás révén képesek megcsapolni a mélymedencék túlnyomásos zónáját. Modellünk jó egyezést mutat ALMÁSI & TÓTH (1997, 2000) megfigyeléseivel, melyek szerint a Békési-medence környékén a

szénhidrogén felhalmozódások rendszerint a felszín alatti áramrendszer azon pontjaihoz kapcsolódnak, ahol egyidejűleg mutatható ki a potenciometrikus tér minimuma, pozitív hőmérsékleti anomália, valamint pozitív nyomás gradiens. Bár a fenti modell általánosíthatónak tűnik a kiemelt metamorf hátaik esetében, az egyedi problémák fontos részletekben eltérhetnek egymástól. Mint a paleohidrologiai és törésmodellezési vizsgálatok igazolták, a repedezett aljzat hidrodinamikai rendszere jelentős mértékben litológiai kontroll alatt áll. Így az egyes rezervoárok közötti legfontosabb különbség a permeábilis és impermeábilis kőzetblokkok, valamint nyírási zónák térbeli elrendeződésében lehet. Mivel a vizsgált esetekben az amfibolit típusú kőzetek töréshálózatát rendszerint perkolációs küszöb fölöttinek találtuk, míg a különböző gneiszeket nem kommunikáló törésrendszer jellemzi, a probléma a kőzetváz modell felépítésének kérdésére vezethető vissza.

Figyelembe véve a repedéshálózat szimuláció eredményeit is, a vizsgált metamorf komplexumok esetében két alapvetően eltérő felépítésű kristályos tárolóval számolhatunk. A lényegében kommunikáló repedéshálózat eredményeként az *AG* egységben összefüggő tároló tér alakulhatott ki, amint ezt a SzD déli részén minden vizsgált kútban megjelenő 4. és 5. típusú szénhidrogén zárványok is igazolják. Az ebből a tárolótérből jelenleg termelt fluidumok esetében markáns összetételbeli eltérés nem ismert. Ezzel ellentétben, a mafikus xenolitok (*OG*), esetleg az egykori telérek (*SG*) formájában egymástól elszeparált repedezett blokkokat tartalmazó kőzettestekben egymással nem kommunikáló fluidum alrendszerek létezhetnek egymás mellett. Egy dévai, ortogneiszt harántolt fúrásból PAP & TSAI. (1992) számolnak be különböző mélységből termelt eltérő összetételű (tehát egymással nem kommunikáló) fluidumokról. A jelenség szintén jól ismert az MFD DNy-i oldalán, valamint az északi (ortogneisz anyagú) területén, ahol a 12 aljzatot elért kút 7 eltérő kemizmusú fluidumot termel. A jól repedezett metabázikus kőzettestek mellett jelentős tárolótér kapcsolódhat az eltérő metamorf fejlődésű kőzetblokkok posztmetamorf tektonikus határain kialakult széles breccsa, kataklázit zónákhoz is, mint ezt a Sas-Ny-7 fúrás elemzése igazolta.

Összefoglalóan kijelenthető, hogy a Békési-medence északi peremének repedezett aljzati rezervoárjai topográfiai helyzetükből és a környező medencék szedimentológiai fejlődéséből adódóan képesek megcsapolni a mélymedencék túlnyomósos tárolóit. A kialakuló kémény hatás következtében az aljzat repedésrendszerén keresztül a mélységi fluidumok felfelé áramlanak. A fluidumok mozgásának, tárolódásának körülményeit nagymértékben meghatározzák litológiai okok is, hiszen a metamorf alaphegységet lényegesen eltérő reológiai tulajdonságú képződmények építik fel.

IV.2. A DOROZSMA METAMORF REZERVOÁR

A Dorozsma környéki metamorf aljzat vizsgálatának célja és módszertana megegyezik az előzőekben látottakkal. Belátható ugyanakkor, hogy – bár a rezervoár megismerése során kiemelt szerepe van a petrológiai vizsgálatoknak – alkalmazott földtani szempontból esetenként a korábbiaknál kevésbé részletes, azoknál robosztusabb módszerek alkalmazása is célravezető lehet. Az alábbiakban ezt az elvet követjük. A közettani, szerkezetföldtani feldolgozás során a fejlődéstörténet minél részletesebb rekonstruálása helyett elsősorban a repedezett rezervoár működése szempontjából szignifikáns kérdések megválaszolására koncentrálnak. A feldolgozás során a *III.10.* fejezetben tárgyalt elemzési sor elveit követjük.

IV.2.1. KÖZETTAN

A Dorozsma környéki metamorf aljzat vizsgálata során a Dorozsma, Dorozsma-DK, valamint a Dorozsma-ÉNy szénhidrogén kutatási terület valamennyi mélyfúrásának minden fúrómagját megvizsgáltuk. A fúrások között kitüntetett szerepe van az aljzatot teljes hosszában maggal harántolt Do-54. alapfúrásnak.

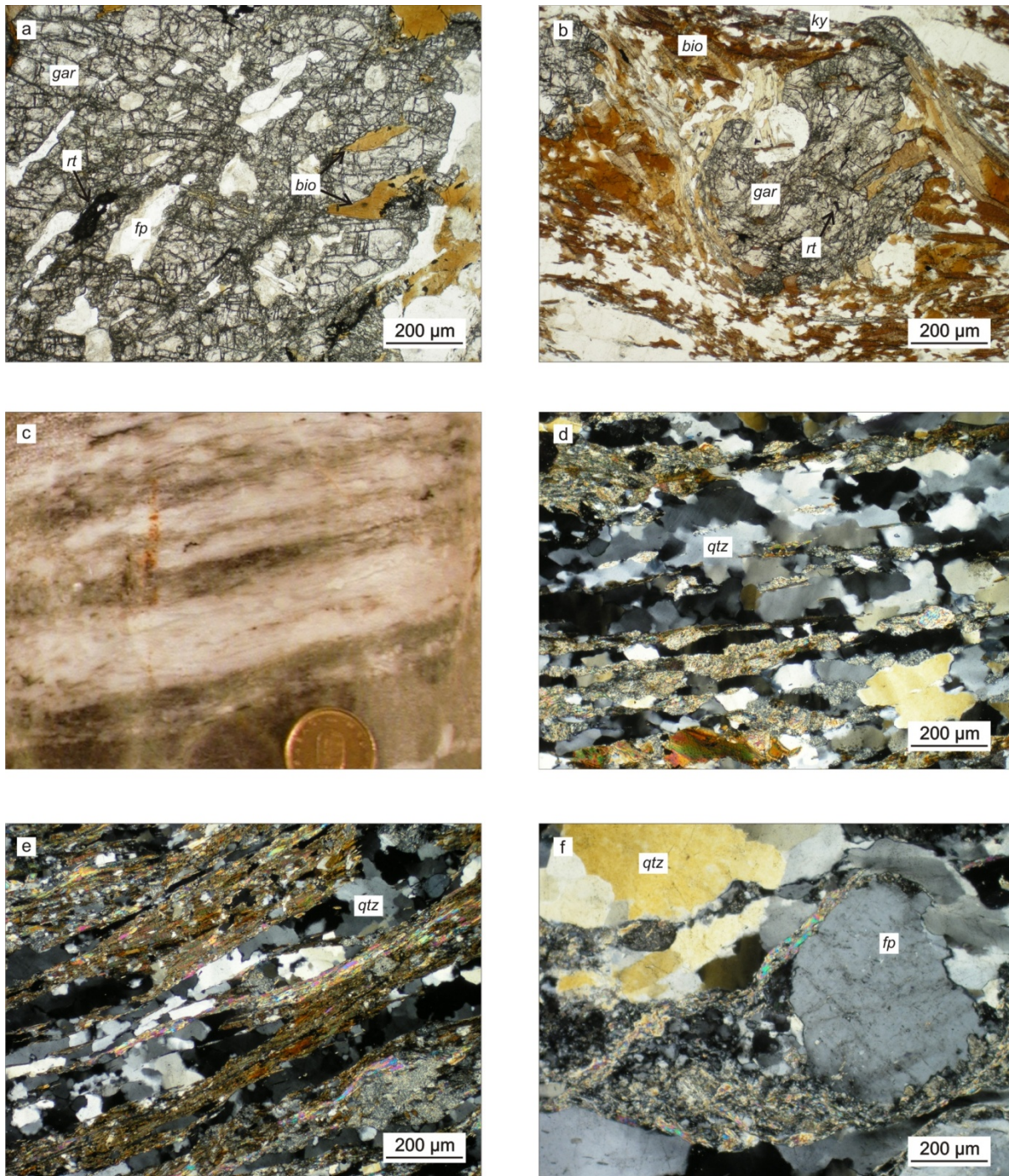
IV.2.1.1. GNEISZ, CSILLÁMPALA

A dorozsmai fúrások által feltárt kőzetek túlnyomó része gneisz, melyek közös jellemzője polimetamorf jellegük. Megjelenésük, petrográfiai bélyegeik alapján két fontos altípus definiálható, melyek a Do-54. fúrás különböző mélység intervallumait jellemzik.

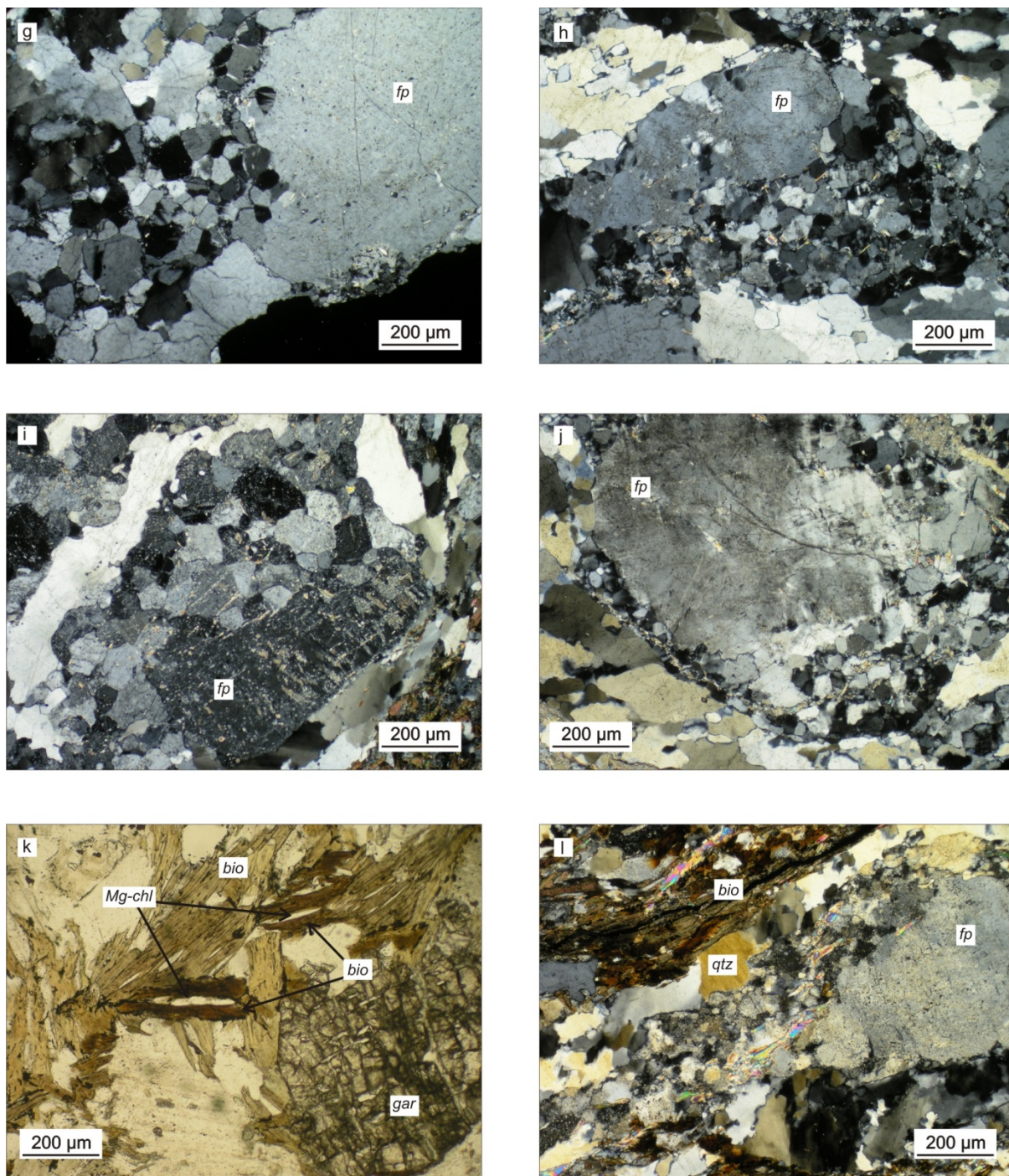
A fúrás felső szakaszára jellemző gneiszben az első felismerhető metamorf esemény reliktaiként $bio + rt + qtz \pm kfp \pm mu$ (fehér csillám) zárványos gránátok (gar_1) jelennek meg a kőzetekben (*IV.72.a. ábra*). Ezekben a nagy méretű, rezorbeált szegélyű gránátokban a megőrzött prekinematikus palássági irány (S1) jelentős szöget zár be a kőzet mátrixában megfigyelhető S2 foliációval (*IV.72.b. ábra*). A gránátokban általánosan megfigyelhető, hogy míg a biotit a magban, a rutil a szemcsék pereme felé jelenik meg. Az S2 foliációt $bio \pm mu$ kötegek jelzik, emellett $kfp + qtz + pl \pm ky \pm gar_2$ jellemzi a második metamorf eseményt. A második foliáció (S2) mentén az S1 gránátok rendszerint elnyíródnak.

Szintén a D2 eseményhez kapcsolható a kőzet jelentős mértékű nyírása, amely során sávós gneisz, helyenként milonit jött létre (*IV.72.c., d. ábra*). A kvarc hosszan elnyúlt szalagokba rendeződött (*IV.72.d., e. ábra*), és a kétféle földpát is plasztikusan deformálódott. Erre utal a földpát porfiroklasztok körül látható, megfelelő orientációjú csiszolatban aszimmetrikus elhelyezkedésű szárnyakat alkotó, kisméretű, rekrisztallizálódott földpát szemcsék tömege (*IV.72.f. ábra*). Az így kialakult burkolt σ -klasztok helyén új, statikusan

rekrisztallizálódott, feszültség mentes, poligonális földpáthalmazok keletkeztek (IV.72.g-j. ábra). Ezen szerkezetek közepén általánosan megfigyelhető az eredeti (S1) földpát porfiroklaszt. A földpátokhoz hasonlóan a kvarc is statikusan rekrisztallizálódott – a kvarc szalagokon belül az egyes szemcsehatárok általában egyenesek, gyakori az egyensúlyi, 120° körüli szemcsetalálkozás (IV.72d., .e. ábra).



IV.72. ábra – A doroszlómai gneiszek szöveti jellemzői. a) rutil, biotit és földpát zárványos S1 gránát (Do-54, 1N); b) a relikts S1 gránátot a biotit és kyanit (S2) körülfoltyja (Do-54, 1N); c) sávos gneisz, gneisz milonit makroszkópos képe (Do-25, a magtengely függőlegesen áll); d) a gneisz milonit szöveti képe (Do-54, +N); e) nyírással eredetű kvarc szalagok gneiszben (Do-54, +N); f) földpát σ -klaszt rekrisztallizált szárnnyal (Do-54, +N);



IV.72. ábra folytatás – g) deformált földpát szemcse körül kialakult, statikusan rekristallizált földpát szemcsehalmaz (Do-54, +N); h) u.a.; i) u.a.; j) u.a.; k) az “alsó gneiszben” az S2 foliációt Mg-klorit és biotit definiálja (Do-54, 1N); l) deformált földpát rekristallizációja az “alsó gneiszben” (Do-54, +N)

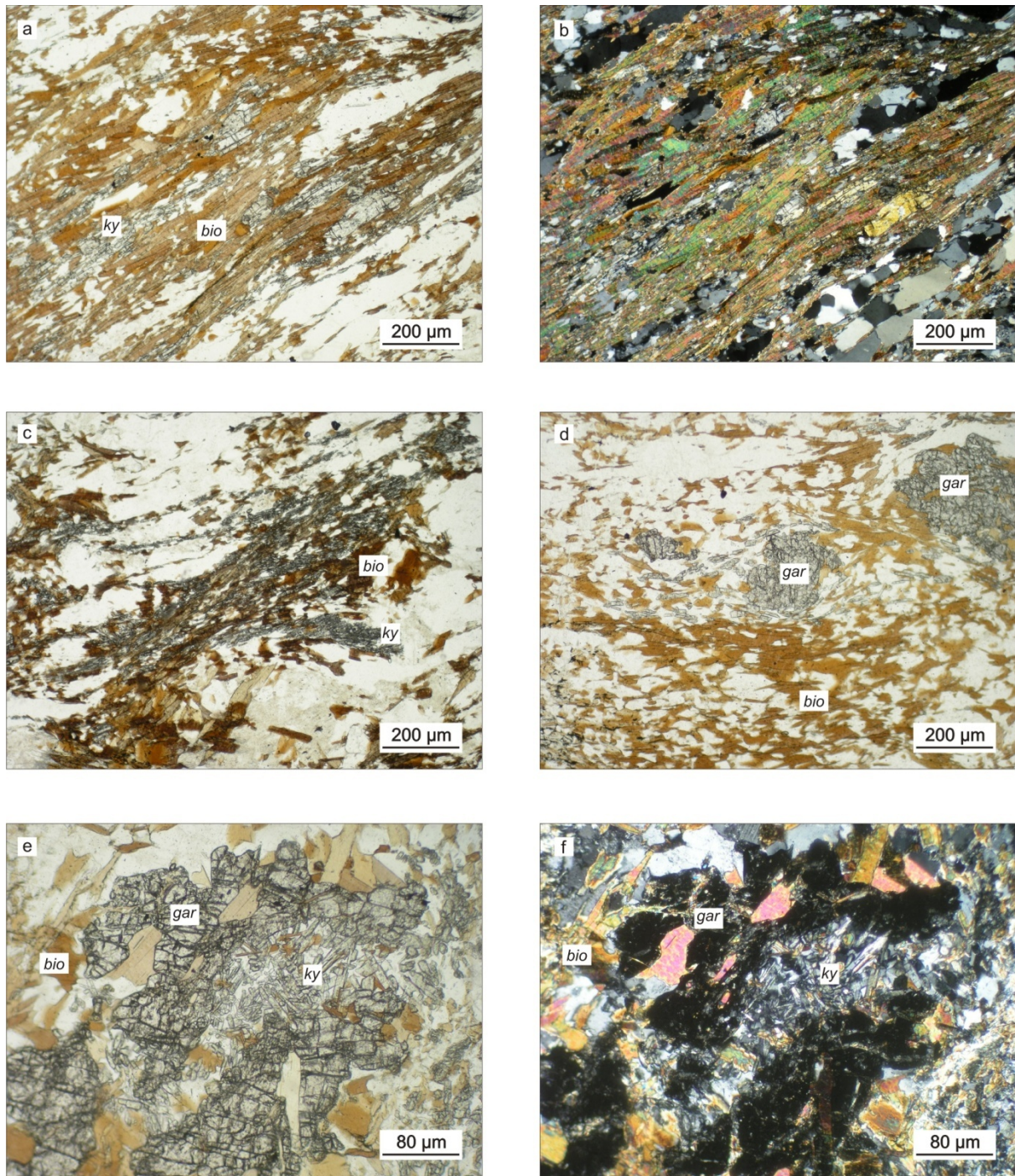
A fűrés felső szakaszán megfigyelhető gneisz típusok lényegében azonos fejlődéstörténetet mutatnak; közöttük elsősorban ásvány arányokban figyelhető meg eltérés. Gyakori a *gar*₁ hiánya; a *rt* mátrixban való megjelenése azonban ilyenkor is utal az S1 fázis meglétére. A földpátok mennyiségének jelentős mértékű változékonysága valószínűleg kémiai – s így protolit – okokra vezethető vissza.

A Do-54. sz. alapfűrés anyagában előfordulnak néhányszor 10 cm vastag $qtz + kfp + pl$ dominanciájú kőzet betelepülések. Ezen fő kőzetalkotó ásványok mellett igen kis mennyiségben csillám ($mu + bio$), és akcesszóriák jellemzőek. A földpátok gyakran táblás megjelenésű, idiomorf, nagyméretű szemcséket alkotnak, ami granitoid eredetre utal. Ugyanakkor ezt a szerkezetet elmosás a korábban bemutatott összetett földpát rekrisztallizációs folyamatok, aminek hatására új, poligonális szövetű földpát szemcse-halmazok keletkeztek. A granitoid eredet mellett szól az akcesszóriás ásványok típusa és megjelenési formáik is; a leggyakoribb járulékos fázisok a cirkon és az apatit. Az apatit gyakran tűs habitusú, a cirkon helyenként oszlopos, esetenként jól látható piramis lapokat is tartalmazó kristálykákat alkot. További jellegzetes akcesszóriák a turmalin, és a gránát, melyek megjelenése a korábbi szöveti bélyegekkal együtt pegmatit eredetre utal; a kőzettípus így metapegmatitnak minősíthető.

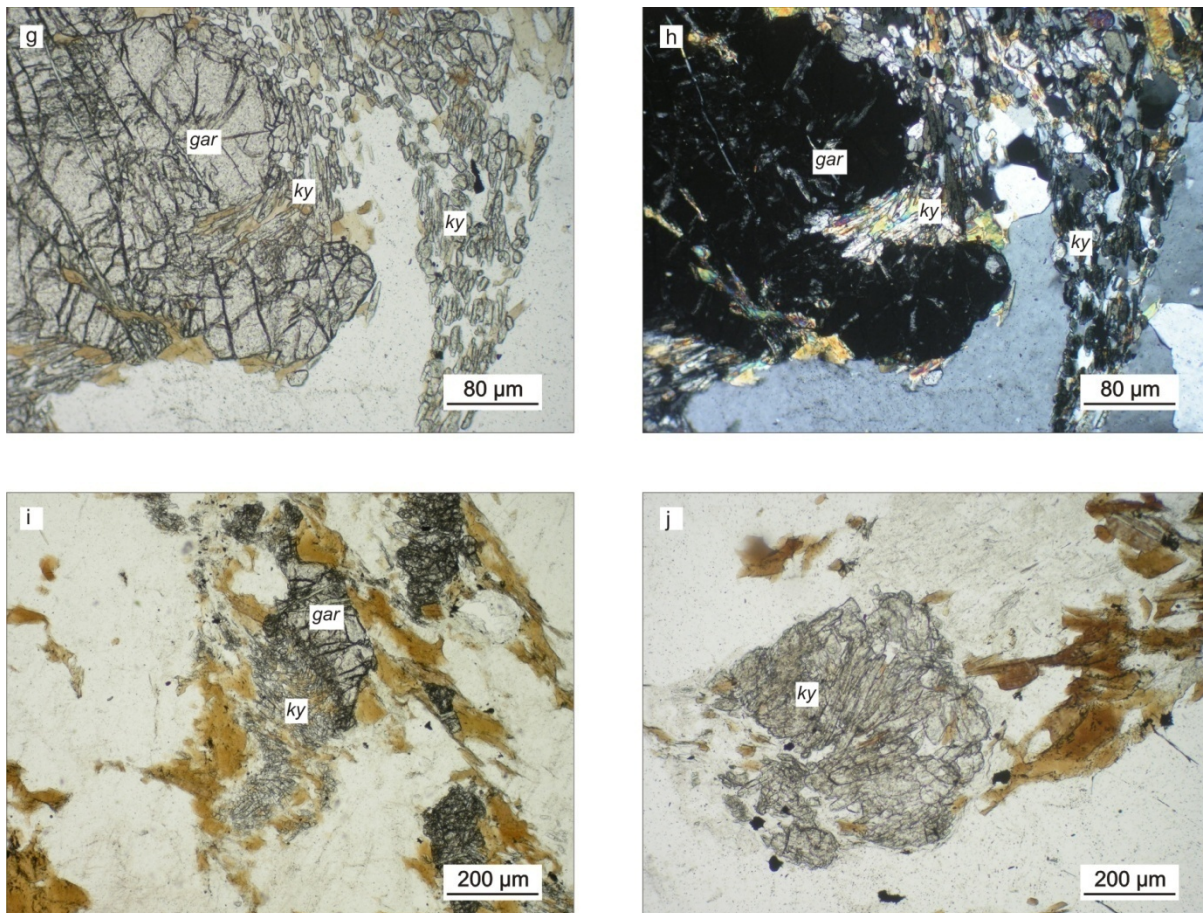
A Do-54. fűrés felső szakaszán a csillámpalák a gneiszekkel váltakozva jelennek meg, s a két kőzettípus fejlődése általában sok hasonlóságot mutat. Metamorfózisuk hasonlóképpen kétszatosztatú; tartalmaznak a fentieknek megfelelő S1 gránátokat, majd S2 $bio + mu$ jellemzi a kőzetet, melyben általánosan megjelenik a ky és a gar_2 is. A földpát mennyisége lényegesen alacsonyabb a gneiszben tapasztaltnál, ugyanakkor a fent részletezett statikus rekrisztallizáció itt is jellemző. A kianitot rendszerint az S2 palássággal párhuzamosan elhelyezkedő, kisméretű oszlopok jellemzik (IV.73.a-c. ábra), így megjelenése a D2 eseményhez köthető. Feltűnő, hogy gyakran az S1 gránátokat körülölelő szemcse-halmazokként jelenik meg, s részben a gar_1 szétesésével keletkezik (IV.73.d-i. ábra), esetenként a gránát után pszeudomorfózát is alkot (IV.73.j. ábra).

A Do-54. fűrés alsó szakaszán, a dolomit márvány zóna alatt (lásd IV.2.1.3. fejezet) a gneiszek és csillámpalák szerepe alárendeltté válik és petrográfiai jellemzőik is eltérnek a korábbiakétól. A mátrixban és a D1 gránátokban rutil zárvány nem található, a D2 eseményt jelző biotit általánosságban Mg-klorittal közberétegzett formában jelenik meg (IV.72.k. ábra). Ez a chl fázis lényegesen különbözik a késői retrográd, halvány zöld színű klorittól; fehér színű, és mindig a biotit kötegek között jelenik meg. A gránát (gar_2) ezekben a mintákban is általános, a kianit ugyanakkor egységesen hiányzik. Lényeges eltérés a korábban tárgyalt gneisz és csillámpala típusokkal szemben, hogy az alsó gneisz mintákban a fp körül kialakuló rekrisztallizált burok szemcséinek mérete jóval kisebb (IV.72.l. ábra, v.ö. IV.72.g-j. ábrák). Azt esetenként kvarc alkotja a felső gneisz típusokban kizárólagosan megfigyelt földpáttal ellentétben.

A retrográd hatások általánosak mind a gneisz, mind a csillámpala mintákban; ezek eredményeként a biotit kloritosodik, a földpátok (mind az S1 fp_1 , mind a rekrisztallizált fp_2) szericitesednek.



IV.73. ábra – A dorozsmai csillámpalák szöveti jellemzői a) S2 biotit és kyanit kötegek csillámpalában (Do-54, 1N); b) u.a. (+N); c) u.a. (Do-54, 1N); d) az S2 kyanit sávok körülfoltyják az S1 gránátokat (Do-54, 1N); e) gránátot részben helyettesítő kyanit (Do-54, 1N); f) u.a. (+N);



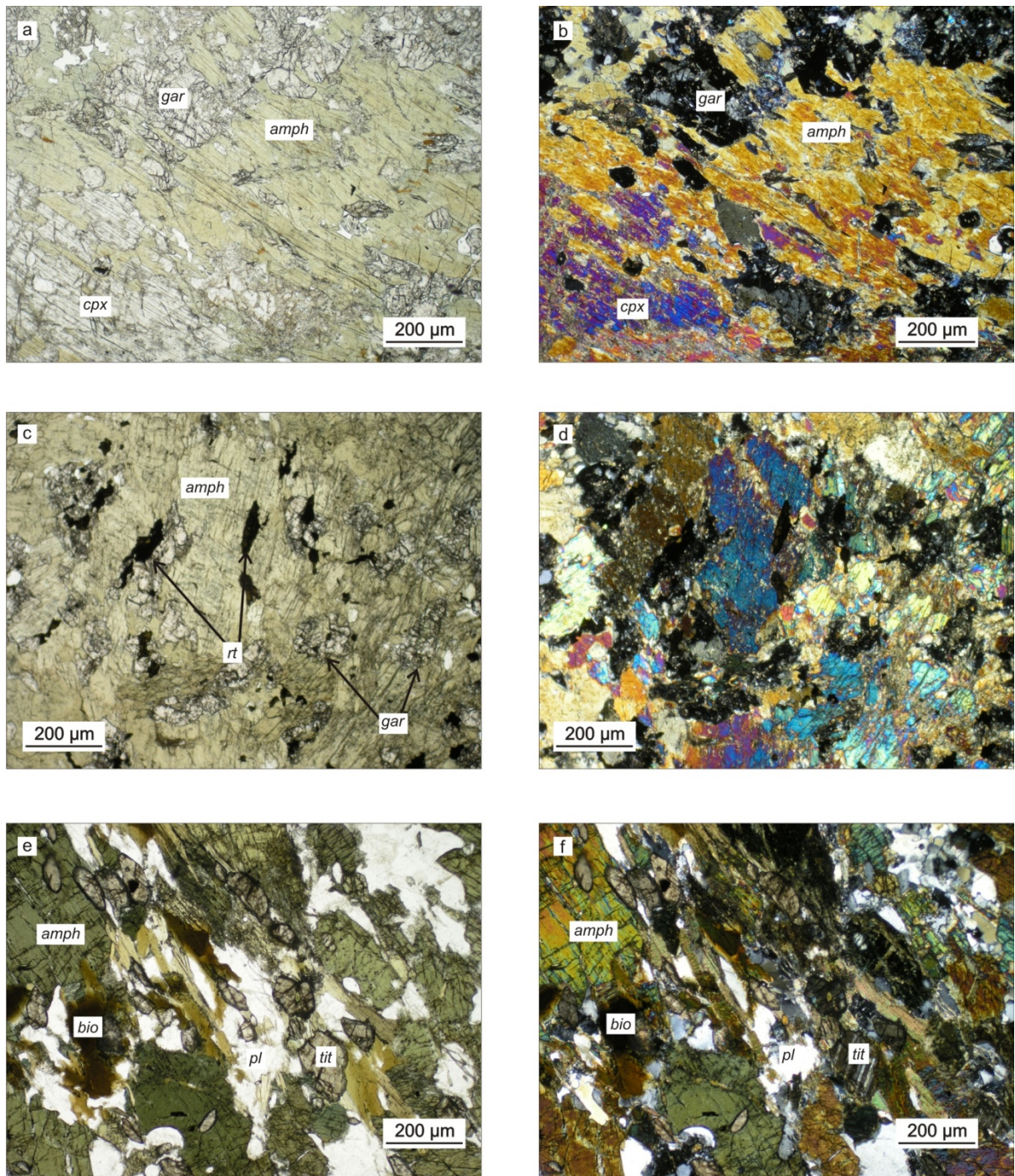
IV.73. ábra folytatás – g) u.a. (Do-54, 1N); h) u.a. (+N); i) gránátot helyettesítő kyanit (Do-54, 1N); j) gránát(?) utáni polikristályos kyanit pseudomorfója (Do-54, 1N)

IV.2.1.2. METABÁZIKUS KÖZETEK

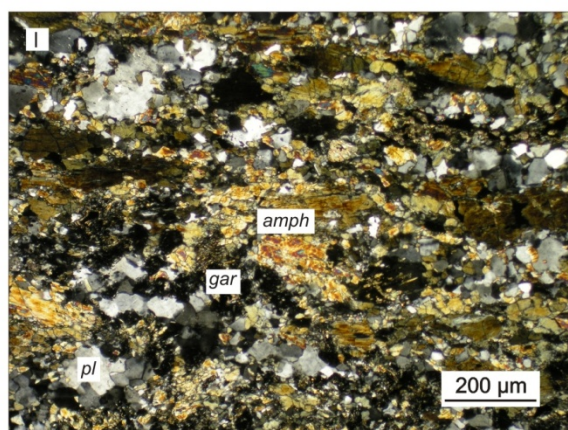
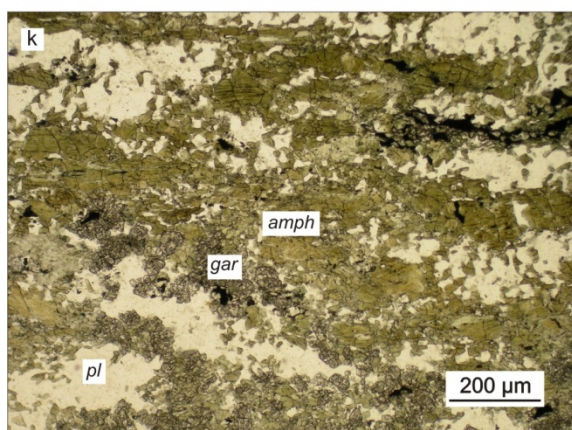
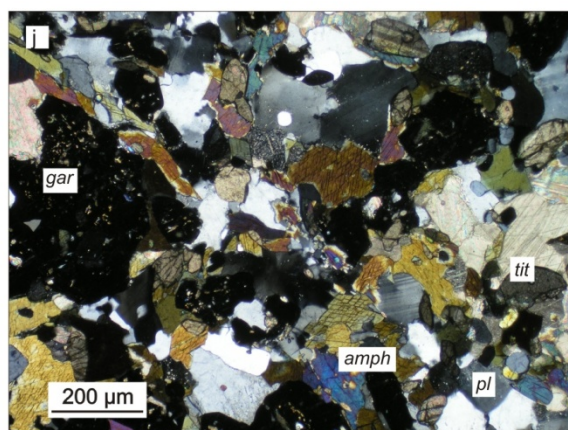
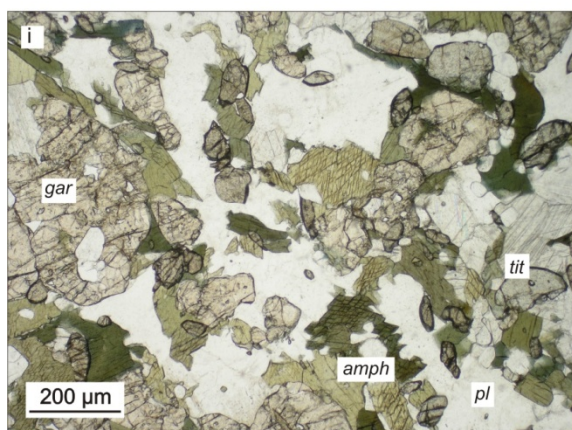
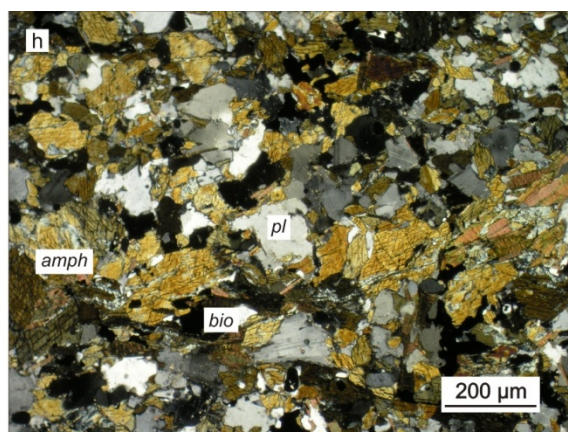
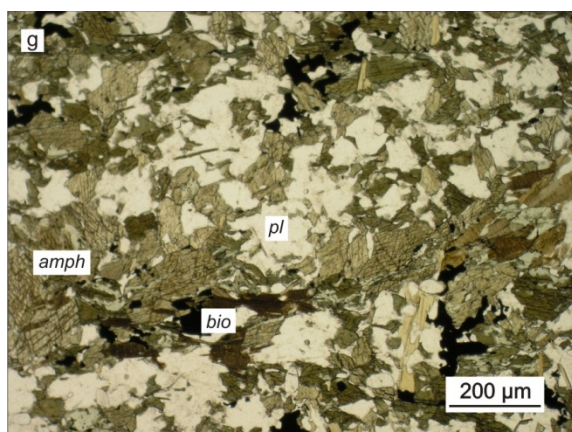
A dorozsmai kutatási terület anyagában két, eltérő jellegű metabázikus kőzet ismerhető fel. A Do-54. sz. fúrás felső szakaszán, a korábban tárgyalt gneisz és csillámpala sorozatba ékelődve kis mennyiségben gránátos amfibolit (retrográd eklogit?) található (IV.74.a., b. ábra). A kevés plagioklász tartalmazó, amfibol dominanciájú kőzetek nagy mennyiségben tartalmaznak gránátot, az amfibol szemcsék magjában gyakran található relik *cpx* (IV.74.a., b. ábra). A gránátok zárvényaiként, s a kőzet mátrixában is meghatározó Ti-fázis a rutil (IV.74.c., d. ábra), emellett váltakozó mennyiségben *qtz* és *ilm* alkotja a mintákat. Bár a jelenlegi paragenézis (*amph* + *pl* + *qtz* ± *ilm*) stabil amfibolit fáciesű amfibolitot mutat, a relik ásványszemcsék (*gar* + *cpx* + *rt*) korai, magas nyomású eseményre utalnak.

Míg a fúrás felső szakaszán elvétve fordulnak elő, alul meghatározóvá válik a metabázitok jelenléte; a minták túlnyomó része amfibolos biotit gneisz és amfibolit. Mind szövetükben, mind ásványos összetételükben eltérnek a korábban látottól. A nematoblasztos szövetű kőzetekben az amfibol és a jelentős mennyiségű plagioklász mellett mindig jelen van biotit és kvarc is (IV.74.e-j. ábra).

Több esetben előfordul apró méretű gránát (IV.74.i-l. ábra), a stabil Ti-fázis a titanit, némely mintában az ilmenit. Rutilt a minták nem tartalmaznak.



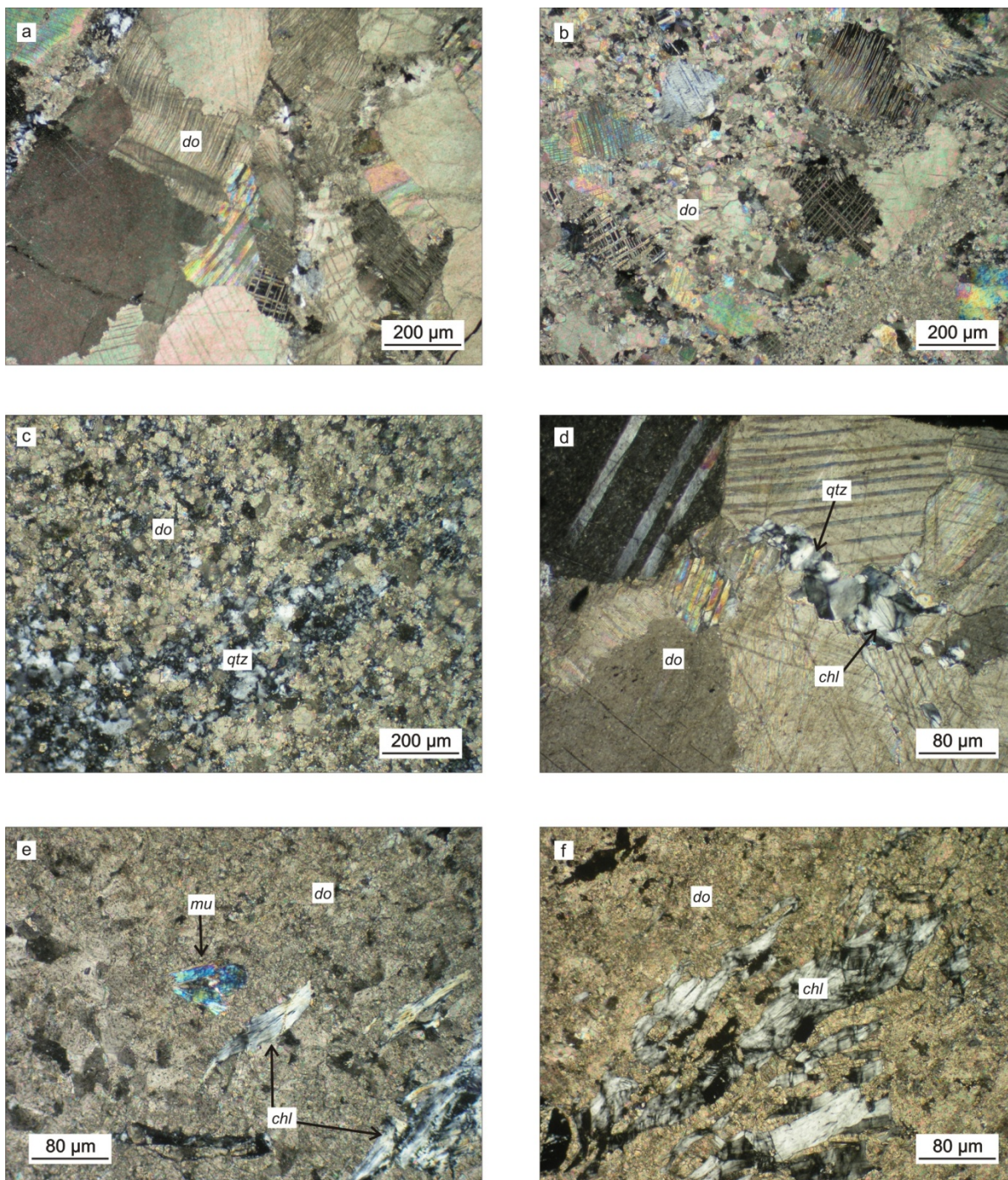
IV.74. ábra – A dorozsmai metabázikus kőzetek szöveti jellemzői. a) gránátos amfibolit (retrográd eklogit?) (Do-54, 1N); b) u.a. (+N); c) az amfibolit kevés földpátot tartalmaz, jellemző Ti-fázisa a rutil (Do-54, 1N); d) u.a. (+N) ; e) az “alsó amfibolitot” apró szemcsés amfibol, földpát, biotit alkotja, a stabil Ti-fázis titanit (Do-54, 1N) ; f) u.a. (+N);



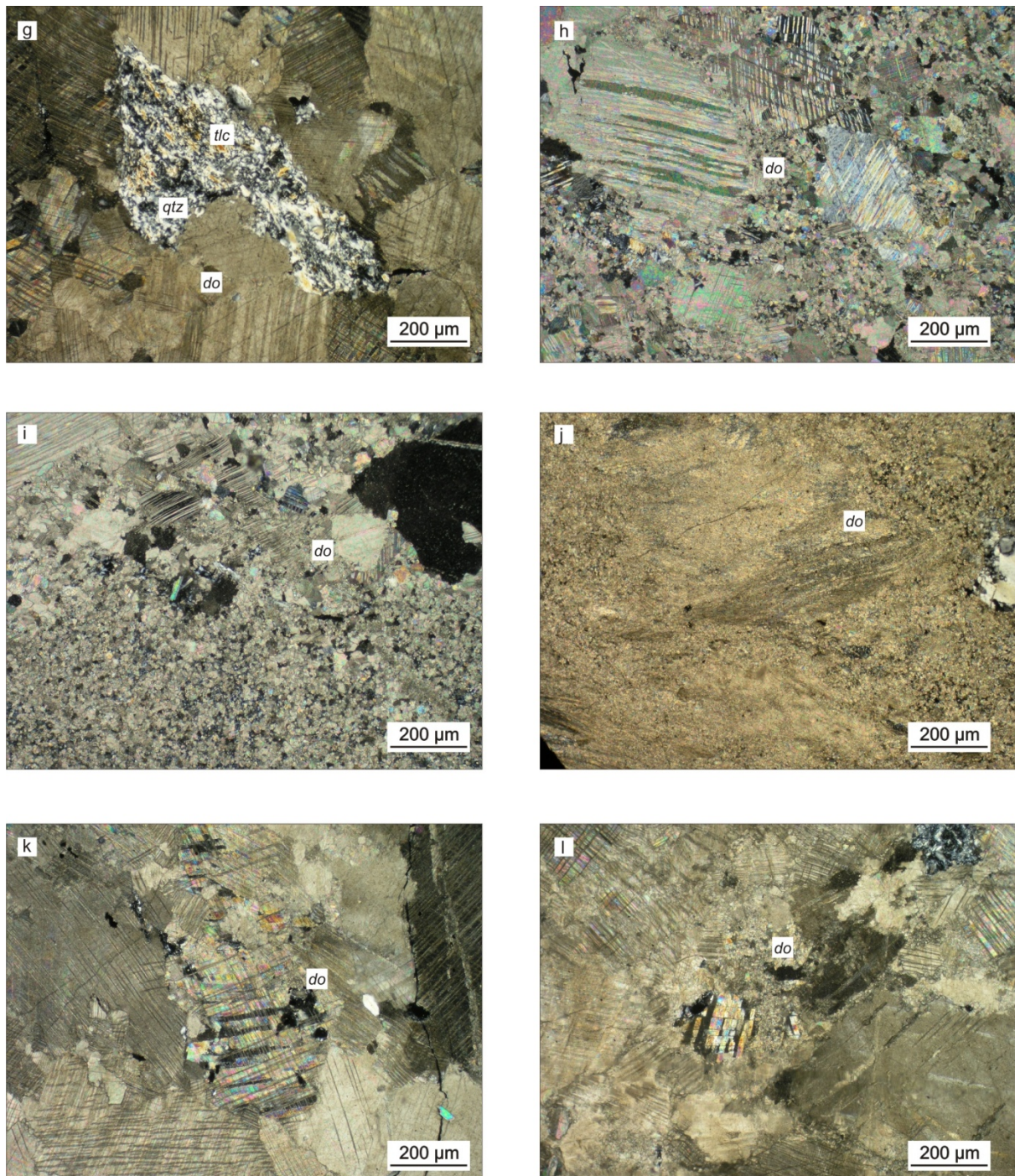
IV.74. ábra folytatás – g) u.a. (1N); h) u.a. (+N); i) néhány amfibolit minta kisméretű gránát szemcséket is tartalmaz (Do-54, 1N); j) u.a. (+N); k) u.a. (Do-7, 1N); l) u.a. (+N)

IV.2.1.3. DOLOMIT MÁRVÁNY

A Do-54. sz. fúrás, és a teljes dorozsmai terület legismertebb kőzettípusa a dolomit márvány. Minden korábbi feldolgozás (pl. T. KOVÁCS & KURUCZ, 1984; BALÁZS & TSAI., 1986) megemlíti, bár részletes petrológiai vizsgálatával nem találkozhatunk. A kőzet a Do-54. sz. fúrásban nagy tömegben a 14.-16. magszakaszok között jelenik meg, egy kisebb betelepülésével 2980 méterben is találkozhatunk. Emellett a teljes területen, jól követhető mélység horizontokhoz köthetően, számos fúrásban előfordul. Túlnyomó részben dolomit ásvány szemcsékből áll (*IV.75.a-l. ábra*), de gyakran tartalmaz kvarcot és muszkovitot (*IV.75.c-e. ábra*), esetenként a maximális metamorf fokot jelző index ásványként Mg-kloritot és talkot is (*IV.75.d-g. ábra*). Magasabb fokú mészsilikát ásvány a kőzetben nem fordul elő. Rendszerint intenzíven nyírt kőzet, apró, zúzott szemcsék halmaza alkotja (*IV.75.b., c., e-j. ábra*). Az esetek túlnyomó részében a nagyobb méretű szemcséken deformációs ikresedés is megfigyelhető (*IV.75.k., l. ábra*), a nem deformált poligonális szövet igen ritka. A deformált dolomit szemcsék ugyanakkor – ellentétben a gneisz mintákban látott földpáttal és a kvarccal – nem rekrisztallizálódtak. Szintén teljes mértékben hiányzik a dolomit márvány kvarc szemcséinek statikus rekrisztallizációja.



IV.75. ábra – A dorozsmai dolomit márvány szöveti jellemzői. a) a dolomit márvány intenzíven deformált dolomit szemcsékből áll (Do-54, +N); b) u.a. (Do-54, +N); c) a dolomit helyenként jelentős mennyiségű kvarcot tartalmaz (Do-54, +N); d) u.a. (Do-54, +N); e) gyakori járulékos ásvány a muszkovit (Do-54, +N); f) a maximális metamorf fokot Mg-klorit jelzi (Do-54, +N);



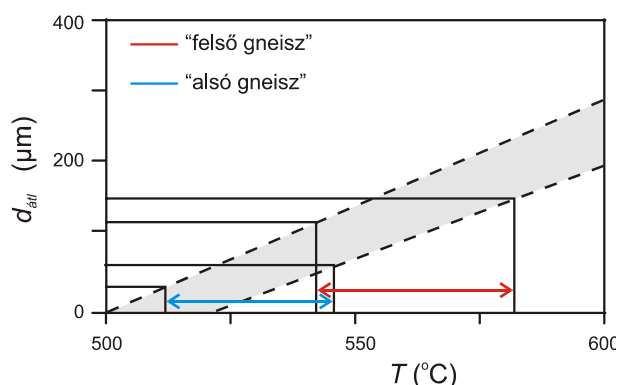
IV.75. ábra folytatás – g) a kvarcban gazdag doménekben előfordul talk (Do-54, +N); h) a nyírás hatására a kőzet felaprózódott (Do-54, +N); i) u.a.; j) a nyírt, finom szemcsés dolomit márvány esetenként irányított szövetű (Do-7, +N); k) a nagyobb szemcséken jellemző a deformációs ikresedés kialakulása (Do-54, +N); l) u.a.

IV.2.2. TERMOBAROMETRIA

IV.2.2.1. FÖLDPÁT REKRISZTALLIZÁCIÓN ALAPULÓ TERMOMETRIA

A gneiszekben és csillámpalákban található plagioklász porfiroblasztok rekrisztallizációjával keletkezett új földpát szemcsék átlagos átmérőjét használva a III.3.2. fejezetben bemutatott eljárás alkalmazásával megbecsülhetjük a D2 átalakulás hőmérsékletét. A számolásokhoz a petrográfiai feldolgozás során definiált litológiai szintenként („felső gneisz”, „alsó gneisz”) 5-5 mintát, mintánként 30-30 rekrisztallizált szemcsét használtunk. Az így meghatározott adatok alapján a szemcseátmérők interkvartilis tartományai a D2 esemény jellemző paragenezisének függvényében a következőképpen alakulnak (v.ö. IV.72.g-j. ábra):

- „felső gneisz” D2: $bio + gar_2 + ky \rightarrow d$: 120-160 $\mu m \rightarrow 540-580$ °C (IV.76. ábra).
- „alsó gneisz” D2: $Mg-chl + bio + gar_2 \rightarrow d$: 30-60 $\mu m \rightarrow 510-540$ °C (IV.76. ábra);

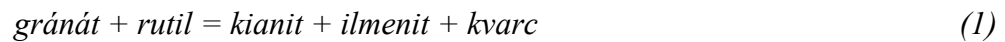


IV.76. ábra – Dorozsmai gneiszek rekrisztallizált földpát szemcsehalmozainak keletkezési hőmérséklete szemcseméret eloszlásuk függvényében. (Kruhl (2001) alapján; v.ö. III.3. ábra)

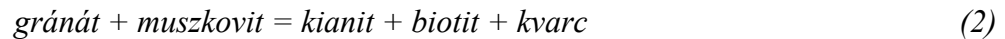
IV.2.2.2. TERMOBAROMETRIAI MODELLEZÉS

IV.2.2.2.1. GNEISZ, CSILLÁMPALA

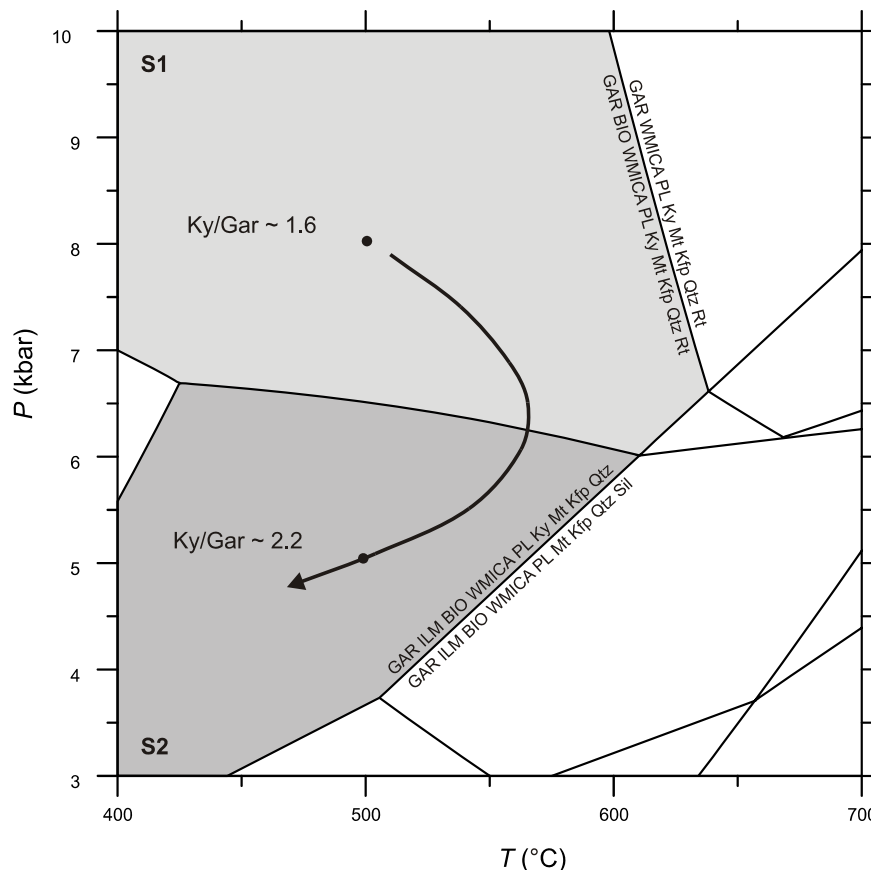
Az irodalomban (SZEDERKÉNYI, 1984) rendelkezésre álló gránátos, kianitos gneisz teljes kémiai elemzések (Do-7, -8) lehetőséget adnak a rekonstruált kvalitatív metamorf P - T út közelítő termobarometriai modellezésére. A két minta DOMINO/THERIAK modellje szerint adott összetétel mellett az S1 paragenezis $T \sim 630$ °C alatt és $P \sim 6$ kbar fölött stabil (IV.77. ábra). Az ásványtársaság felső hőmérsékleti határát a bio-out reakció jelenti. Az S2 ásványtársaság az előbbinél alacsonyabb nyomást jelez; nyilvánvaló felső hőmérsékleti határa a $ky = sill$ reakció. Az S1 és S2 ásványtársaság közötti határ mentén két reakció definiálható. A



reakciónak (GRAIL) megfelelően az alacsonyabb nyomású paragenézisben nem stabil a rutil, az egyensúlyi Ti-fázis ilmenit. Gneiszek és csillámpalák esetében rutil közepes fokú kőzetekben (kb. a staurolit zónáig, FORCE, 1980) rendszerint nem keletkezik. Ennek értelmében a progresszív metamorf út korai szakaszára utal az a megfigyelés (IV.2.1.1. fejezet), mely szerint az S1 gránátok magjában biotit zárványok találhatók, míg rutil szemcsék kizárólag a peremen záródtak be. Szintén az S1-S2 paragenézisek határát jelzi a



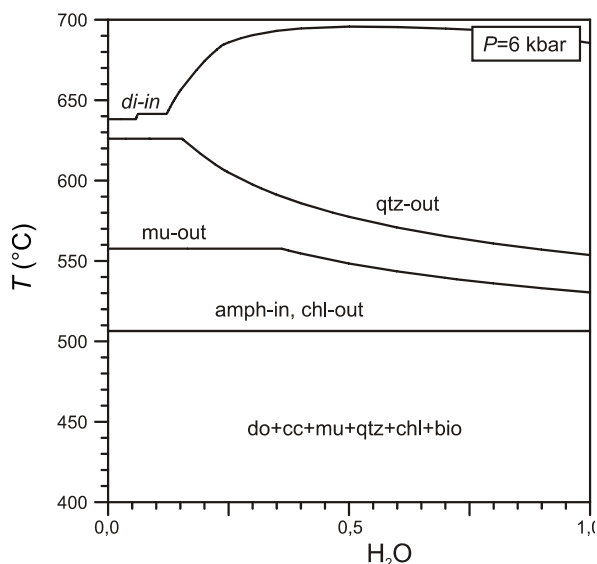
reakció. Mindezek együttes eredményeként – amint ezt a pontbeli THERIAK modellezések eredményei is igazolják –, a metamorf út során szignifikánsan nő a kianit és a biotit mennyisége a gránát és a muszkovit rovására (IV.77. ábra). A közel szabályos alakú kianit pszeudomorfózák (v.ö. IV.73.j. ábra) alapján felmerül az andaluzit, mint prekursor ásvány lehetősége. Egyértelműen ez ellen szól ugyanakkor, hogy az S1 paragenézis (és mindenekelőtt az azt meghatározó $\text{gar} + \text{rt}$ ásványpár), valamint az andaluzit stabilitási tartományainak nincs közös része.



IV.77. ábra – A doroszlómai gneiszek és csillámpalák P - T evolúciójának DOMINO/THERIAK modellje. A Ky/Gar a két fázis modális mennyiségének arányát mutatja pontbeli THERIAK számítás alapján.

IV.2.2.2.2. DOLOMIT MÁRVÁNY

Mészsilikát kőzetek metamorfózisát a P - T mellett alapvetően meghatározza az X_{CO_2} alakulása is. Ezért a számított DOMINO modellben egy, a dorozsmaihoz hasonlóan 10% kvarcot, és 1% muszkovitot tartalmazó dolomit metamorf fejlődését vizsgáljuk a T és az X_{CO_2} függvényében, a fentiek miatt $P = 6$ kbar választása mellett (IV.78. ábra). Látható, hogy a kiindulási paragenézis mellé < 500 °C-on csatlakozik az $Mg\text{-}chl$, valamint a flogopit. E



IV.78. ábra – A mészsilikát fázisok stabilitási tartományai a dorozsmai dolomit márványban. (DOMINO modell, részletek a szövegben)

hőmérséklet fölött *amph* (tremolit), majd *cpx* (diopszid) a stabil fázisok, míg magasabb nyomáson további ásványok megjelenése (pl. *gar*) lenne elvárható. ~ 550 °C alatt az új ásványok keletkezése a modell szerint felemésztene a kiindulási kvarcot és muszkovitot. A vizsgált dorozsmai mintáinkban ugyanakkor ezek az ásványok jelen vannak, a potenciális metamorf index ásványok közül ugyanakkor kizárólag a *chl* és a *tlc* jelenik meg, igen alacsony fokú átalakulásra utalva. Ez a tény arra mutat, hogy a dolomit a fent tárgyalt polimetamorf fejlődésben nem vett részt.

IV.2.2.3. METAMORF FEJLŐDÉSTÖRTÉNET

A dorozsmai aljzatot felépítő fő kőzettípusok petrográfiai jellemzői és a becsült termobarometriai viszonyaik alapján a terület metamorf fejlődése az alábbiakban vázolható.

A legkorábbi felismerhető D1 eseményt a felső gneiszben és csillámpalában $rt+gar+kfp+bio+mu$, az amfibolitban $rt+gar+cpx$ paragenézis jellemzi. Mindkettő viszonylag magas nyomású (a modellezés eredménye szerint > 6 kbar) átalakulásra utal. BOHLEN & LIOTTA (1986) szerint metabázikus kőzetekben a rutil stabilitásának alsó határa 6 kbar, ami Mg-szegény kőzetek esetében > 10 kbar is lehet. Gneiszekben – mint ezt vizsgálataink is igazolták – elsősorban viszonylag magas nyomáson stabil, majd retrográd hatásra ilmenitté alakul (ZACK & TSAI., 2002). A D1 eseményt jelző ásványtársaságnak a dolomit márványban nincs nyoma.

A D2 deformáció eredményeként kialakult magas hőmérsékletű milonitban statikus rekrisztallizációval egyensúlyi földpát halmazok jöttek létre a deformált porfiroklasztok körül. A földpát rekrisztallizáció hőmérséklete a fenti mérések alapján a dolomit horizont fölötti gneisz tömegben $\sim 560\text{ }^{\circ}\text{C}$, míg alatta $\sim 520\text{ }^{\circ}\text{C}$ körül alakul. Ezzel a folyamattal szinkinematikus a közetet meghatározó S2 palásság kialakulása, melyet $bio+mu\pm ky$, ill. $bio+mu\pm Mg-chl$ definiál. A felső gneiszekben megfigyelhető $gar_1+rt \rightarrow ky+ilm$ átalakulás dekompreszióra utal; a szillimanit hiánya alapján $T_{max} \sim 560\text{ }^{\circ}\text{C}$ mellett $P_{Tmax} > 5\text{ kbar}$ becsülhető a D2 eseményben (IV.77. ábra). A metamorf tömeg alsó és felső zónája között jellemző T_{max} különbséget megerősíti az egyensúlyi amfibolitokra jellemző $amph+pl+gar+qtz\pm ilm$, illetve $amph+pl\pm chl\pm gar\pm bio$ ásványparagenezis is.

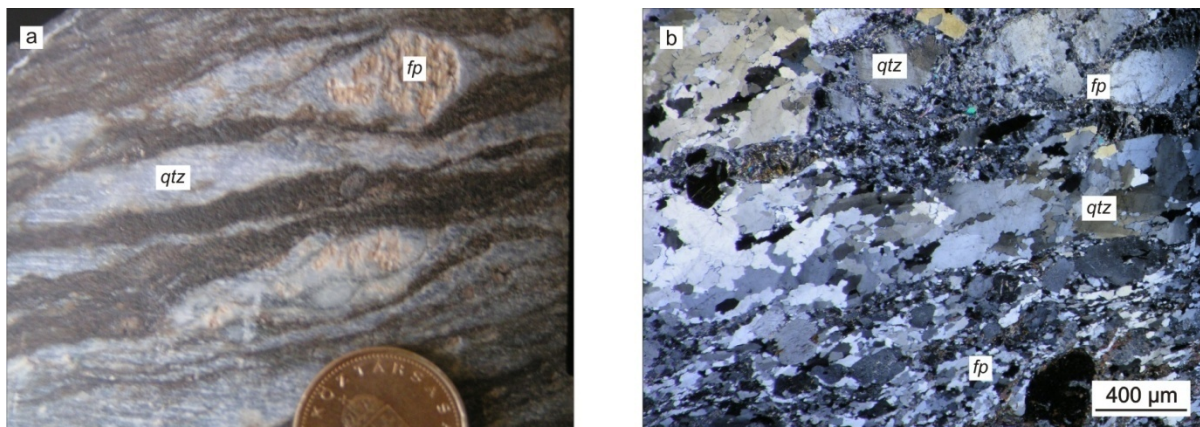
A dolomit márványból a D1 esemény fizikai viszonyaira jellemző ásványok mellett mindazonáltal hiányoznak az amfibolit fácies (D2) diagnosztikus mészsilikát ásványai is; $> 500\text{ }^{\circ}\text{C}$ mellett bármely XCO_2 esetén a tremolit megjelenése várható lenne kvarc tartalmú dolomárványban. Szintén nincs nyoma a nagymértékben deformált dolomit statikus rekrisztallizációjának annak ellenére, hogy ez a folyamat $> 450\text{ }^{\circ}\text{C}$ mellett elkezdődik (PASSCHIER & TROUW, 2005). Mindez arra utal, hogy a dolomit márvány a D1 és D2 folyamatokban nem vett részt, plasztikus deformációja nem a fenti evolúció eredménye. Így a dolomit márvány szükségképpen nem része az eredeti metamorf közetoszlopnak, csak annak polimetamorf kialakulása után, posztmetamorf mozgások eredményeként került jelenlegi helyzetébe.

IV.2.3. TÖRÉSES DEFORMÁCIÓTÖRTÉNET

IV.2.3.1. A D2 ESEMÉNY

A fent részletezett magas hőmérsékletű nyírás, amely a közetek jelentős részének milonitos jelleget kölcsönöz, rendszerint a kvarc szalagok, illetve földpát σ -klasztok formájában jelentkezik. Az egyéb, korábban esetleg meglévő mozgási indikátorokat, mint pl. a csillám halakat a deformációt követő statikus rekrisztallizáció eltüntette a mintákból. Ugyanez történt az eredetileg deformált kvarc szalagok belső szerkezetével is, melyek jelenleg poligonális szövetet mutatnak (IV.72.c-e. ábrák). Így a deformáció mértékének részletes vizsgálatára nem alkalmasak. Bár a földpát klasztok burka is rekrisztallizálódott (IV.72.g-j. ábrák), azok következetesen vízszinteshez közeli irányítottsága – a kvarc szalagokkal megegyezően – definiálja a nyírás irányát, hiszen plasztikus deformáció esetén a fő palásság és a vonalas elemek a nyírás irányával párhuzamosak. A D2 esemény hatására

jelentős anizotrópiájú, közel vízszintes foliációval jellemezhető közettömeg jött létre (IV.79.a., b. ábra).



IV.79. ábra – A D2 deformációs eseményre utaló jellegzetes szöveti, szerkezeti elemek. a) a gneisz milonit makroszkópos megjelenése (Do-38); b) a gneisz milonit mikroszkópi megjelenése (Do-54, +N)

IV.2.3.2. A D3 ESEMÉNY

A vizsgált fűrómagok rendszerint lapos szögű foliációs síkok mentén kisebb darabokra esnek szét. Ezeket a síkokat klorit és szericit definiálja (IV.80.a., b. ábra), melyeken rendszeresen vetőkarcok figyelhetők meg. A karcolt felszínek jelenléte a síkok menti mozgásra utal, ugyanakkor a mozgás irányát – megfelelő referenciapont hiányában – gyakran nem lehetett megadni. A lapos szögű klorit/szericit síkok rendszerint körülfolylják a rideg földpát és gránát klasztokat (IV.80.c., d. ábra), melyek merev testként rotálnak (IV.80.e., f. ábra), illetve megfelelő kristálytani orientáció esetén nyíródnak (IV.80.g., h. ábra). Földpát rekrisztallizációnak nincs nyoma, a földpát nyomásárnyékában szericit keletkezik. A legintenzívebben nyírt mintákban a kvarc jelentős mértékű deformációja figyelhető meg (IV.80.i., j. ábra). Ellentétben ugyanakkor a D2 deformáció viszonyaival, a D3 esetében nincs nyoma a nyírt kvarc szalagok statikus rekrisztallizációjának; a szemcsehatárokat bonyolult lefutású szutúrák definiálják.

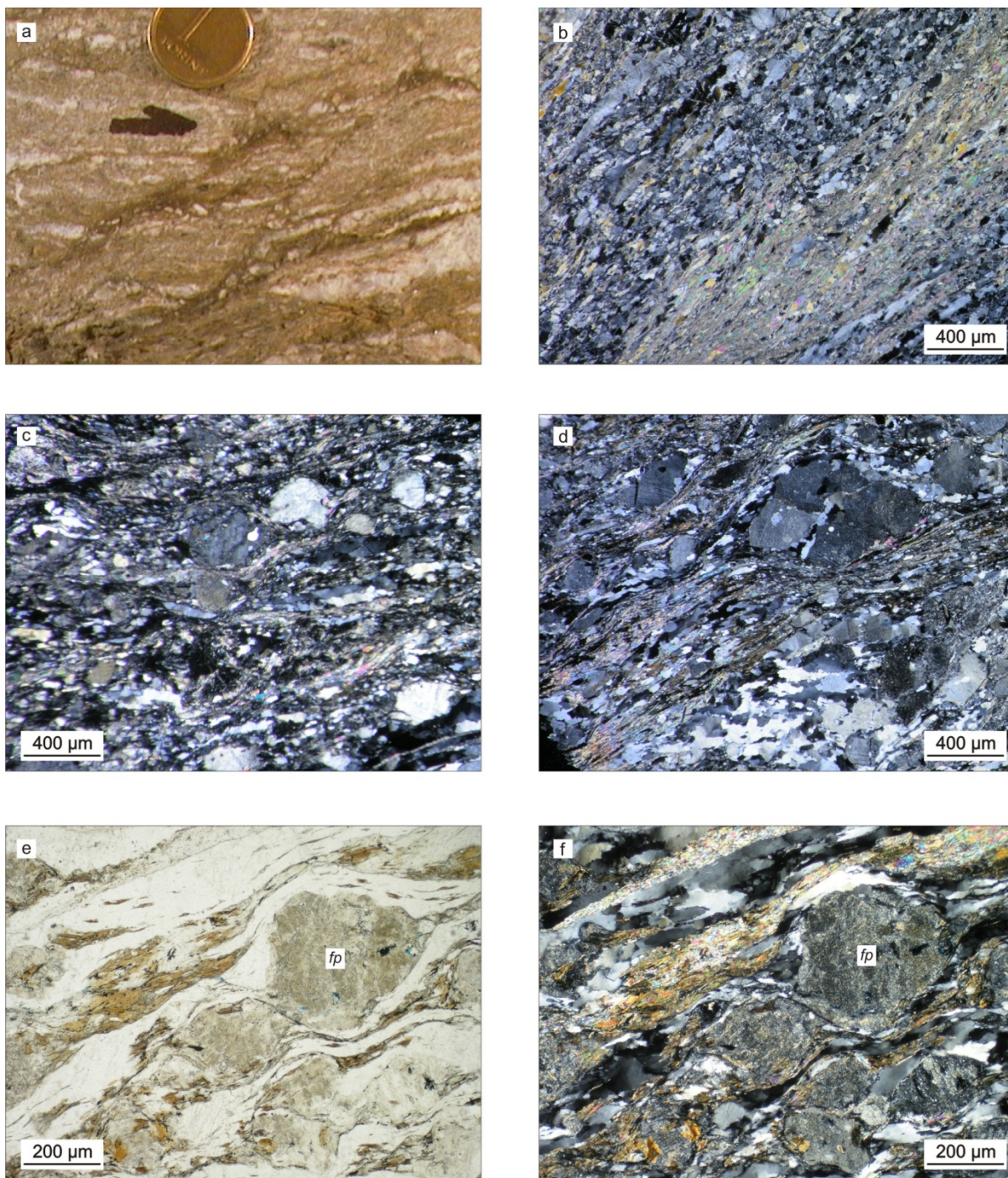
Lapos szögű nyírásra utalnak az ásványlépcsők, valamint az egymásra torlódó lencse alakú kőzet fragmentumok (IV.80.a., d. ábra) is; a nyírási pályákat ebben az esetben is klorit és szericit megjelenése jelzi. A vetőkarcok által definiált lineációval párhuzamos nézetben számos mintában megfigyelhető, hogy a lapos szögű D2 kvarc szalagok torlódásos, inverz vetők menti feltolódásos képet mutatnak (IV.80.a. ábra). Bár a kis kompetencia különbség (qtz, ill. qtz+fp mátrix) miatt a jelenség nem általános, az összes megfigyelt esetben vízszinteshez közeli maximális rövidülést, és függőleges irányú megnyúlást tapasztaltunk, ami lapos szögű σ_1 főfeszültséggel jellemezhető feszültségtérre utal. Néhány mintában, ahol – a feltételezhető redőknek megfelelő geometria miatt – az említett kvarc szalagok a

vízszintestől lényegesen eltérő irányban helyezkednek el, a deformáció jellege megváltozik; függőleges irányú megnyúlás és rotáció együttes hatásaként értelmezhető asszimetrikus boudinage sor alakul ki (IV.80.k. ábra).

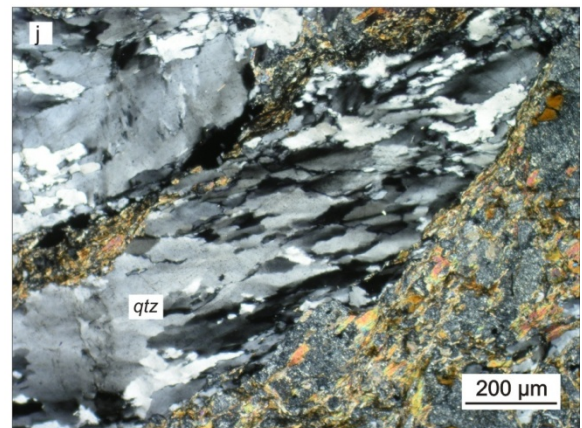
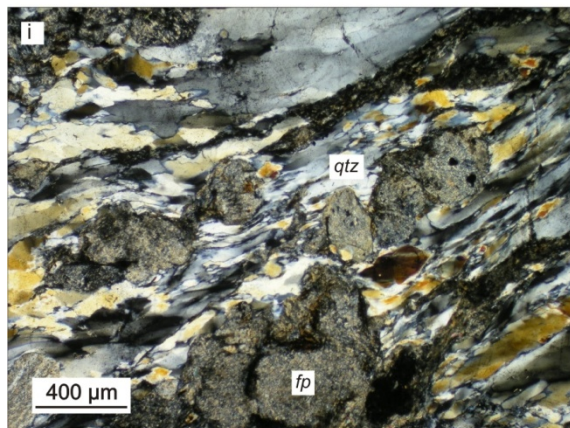
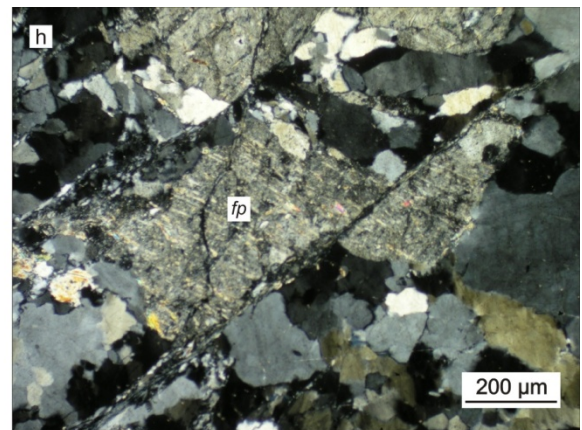
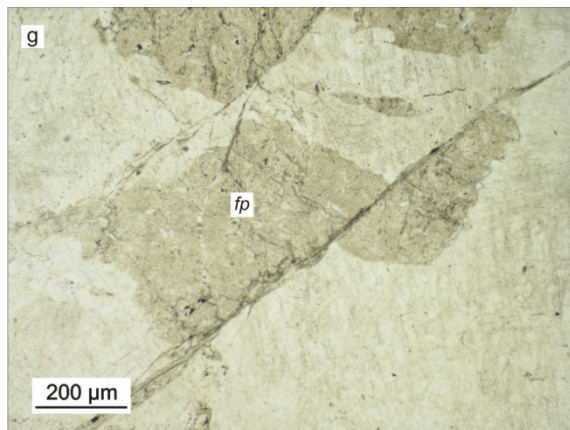
Összességében az egész területre jellemző a D3 esemény különböző intenzitású hatása, melyet a minták legnagyobb részében a lapos szögű D2 foliációval közel párhuzamos irányok mentén kialakuló kloritosos, szericites nyírási kötegek jeleznek. A mikroszkópi kép (nyíródó földpát mikrolitonok, hajlott földpát lécek, stb.) mellett ezen síkok menti mozgásra utalnak a makroszkóposan felismerhető vetőkarcok, ritkábban az ásványlépcsők. A kis csillámtartalmú gneiszekben a D2 kvarc szalagok vízszintes irányú rövidülése, esetenként plasztikus deformációja jellemző. Mindezek (klorit, szericit keletkezése, tagolt kvarc szutúrák, kvarc rekrisztallizáció hiánya, földpát töréses deformációja) alapján a deformáció viszonylag alacsony hőmérsékleten zajlott. Ennek ellenére a kőzetek markáns anizotrópiájából (közel vízszintes D2 foliáció) adódó reológiai viszonyai, valamint a D2 és D3 deformációs terek hasonló térbeli helyzete miatt breccsa/kataklázit csak néhány zónában alakult ki; a D3 esemény hatására rendszerint a D2 foliációs irányok újultak fel a *klorit + szericit* sávok mentén (IV.80.b-d. ábra).

A kataklázos deformáció intenzitása nehezen kvantifikálható, ugyanakkor a fenti bélyegek gyakoriságának térbeli változása alapján kijelölhetők az egyes nyírási zónák. Rendkívül intenzív nyírás a Do-54. sz. fúrásban 2 kisebb mellett a legmarkánsabban a 11.-16. magszakaszok között jelentkezik. Itt a kristályos kőzetek az intenzíven deformált dolomit márvánnyal együtt alkotják a nyírási zóna központi részét.

Ilyen deformáció viszonyok mellett tárolótérként figyelembe vehető kataklázit/breccsa markánsan eltérő kompetenciájú kőzettestek találkozásánál jöhet létre. Ilyen hely egyrészt ott alakulhatott ki, ahol az S2 foliáció normálisa lényegesen eltért a D3 esetén jellemző fő megnyúlás irányától, azaz lényegében a D2 redők csuklózónájában. Ennek térbeli követésére kevés az esély. Másik lehetőség az anizotróp – s ezért inkompetensen viselkedő – gneisz/csillámpala, valamint a kompetens dolomit márvány találkozási zóna, ahol a dolomit törmelékét az elnyírt szilikátos anyag öleli körbe (IV.80.l. ábra).



IV.80. ábra – A D3 deformációs eseményre utaló jellegzetes szöveti, szerkezeti elemek. a) feltolódási zónák mentén egymásra torlódó mikrolitonok (Do-52, a magtengely függőlegesen áll); b) a D3 kloritos-sericités nyírási pályák iránya hasonló a D2 irányhoz (Do-54, +N); c) a D3 sávok körülflowják a rideg ásvány-, és közzetszemcséket (Do-54, +N); d) u.a.; e) a földpát szemcsék merev testként rotálnak (Do-54, 1N); f) u.a. (+N);



IV.80. ábra folytatás – g) megfelelő orientáció esetén a földpát szemcsék hasadnak (Do-54, 1N); h) u.a. (+N); i) a legintenzívebben nyírt szakaszokon a kvarc plasztikusan deformálódik (Do-54, 1N); j) u.a. (+N); k) ahol a D2 és a D3 iránya markánsan eltér, aszimmetrikus boudinage sorok alakulnak ki (Do-54, a magtengely függőlegesen áll); l) a dolomit klaszterek nyírt, szilikátos mátrixban (Do-54, a magtengely függőlegesen áll)

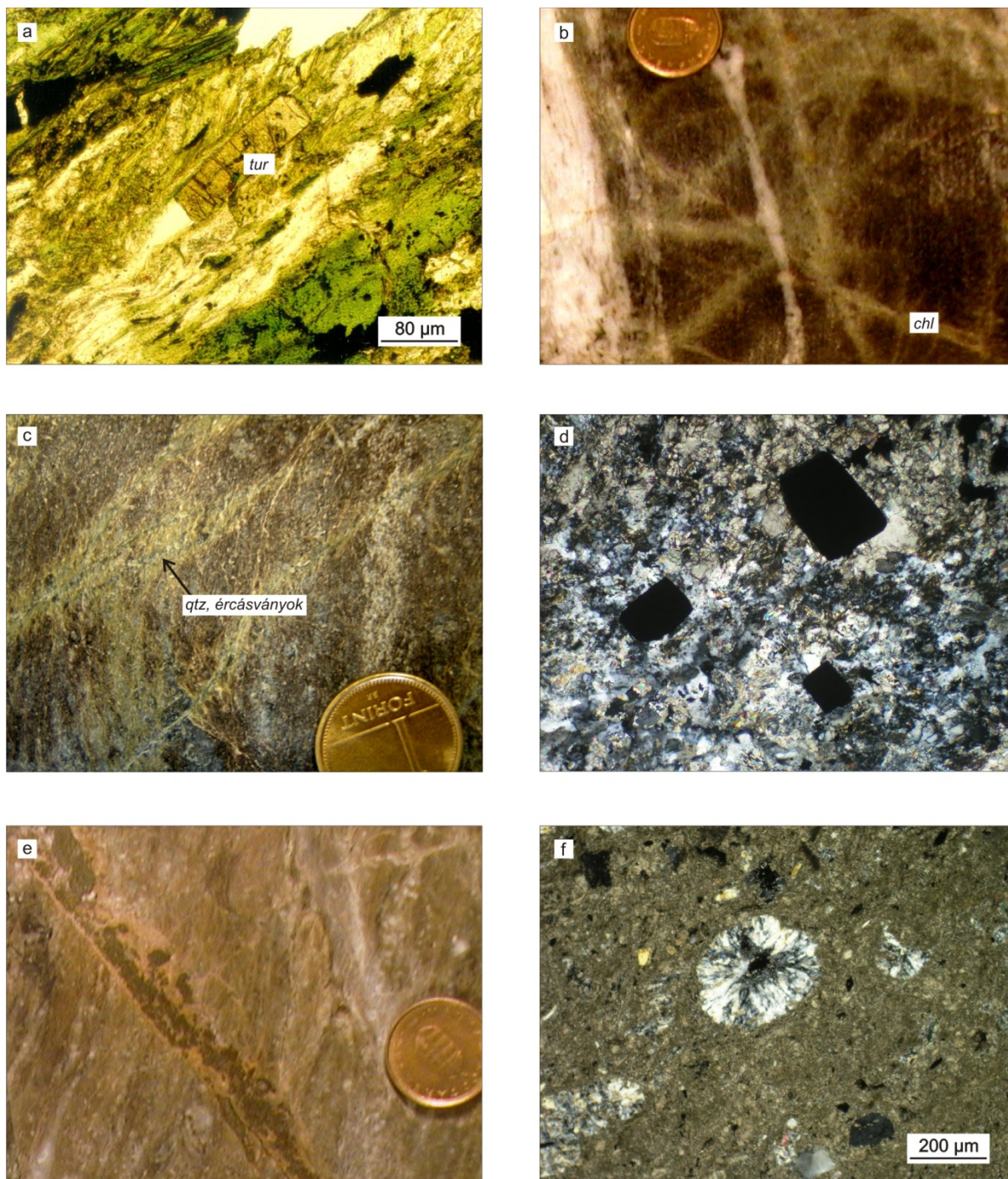
IV.2.3.3. A METASZOMATÓZIS HATÁSA

A teljes Dorozsma területen általános egy ismeretlen eredetű, feltehetően granitoid magmatizmushoz köthető (SZEDERKÉNYI, 1984) utómagmás ásványosodás hatása. Erre utal a D3 esemény által igénybevett, intenzíven nyírt kőzet szakaszokon megfigyelhető, nem deformált turmalin megjelenése (*IV.81.a. ábra*). Emellett a minták jelentős részében további, hidrotermás aktivitásra utaló fázisok is előfordulnak, a teléres képleteket markáns metasztatikus front kialakulása kíséri (*IV.81.b., c., d. ábra*). A telérekben a gyakori kvarc mellett jellegzetes polimetallikus szulfidos paragenézis jelenik meg, melyet elsősorban pirit, kalkopirit, arzenopirit, és szfalerit alkotnak. Ez az ásványtársaság következetesen a D3 nyírási zónákat és a litoklázisokat követi (*IV.81.c., d. ábra*), egyes mintákban jelentős (kb. 1 cm) vastagságú szulfidos telérek is kialakultak (*IV.81.e. ábra*). Figyelemreméltó ugyanakkor, hogy nem találtunk a paragenézishez tartozó nyírt ásványszemcséket, ami megerősíti a hidrotermás hatás posztdeformációs (D3) jellegét (*IV.81.d. ábra*).

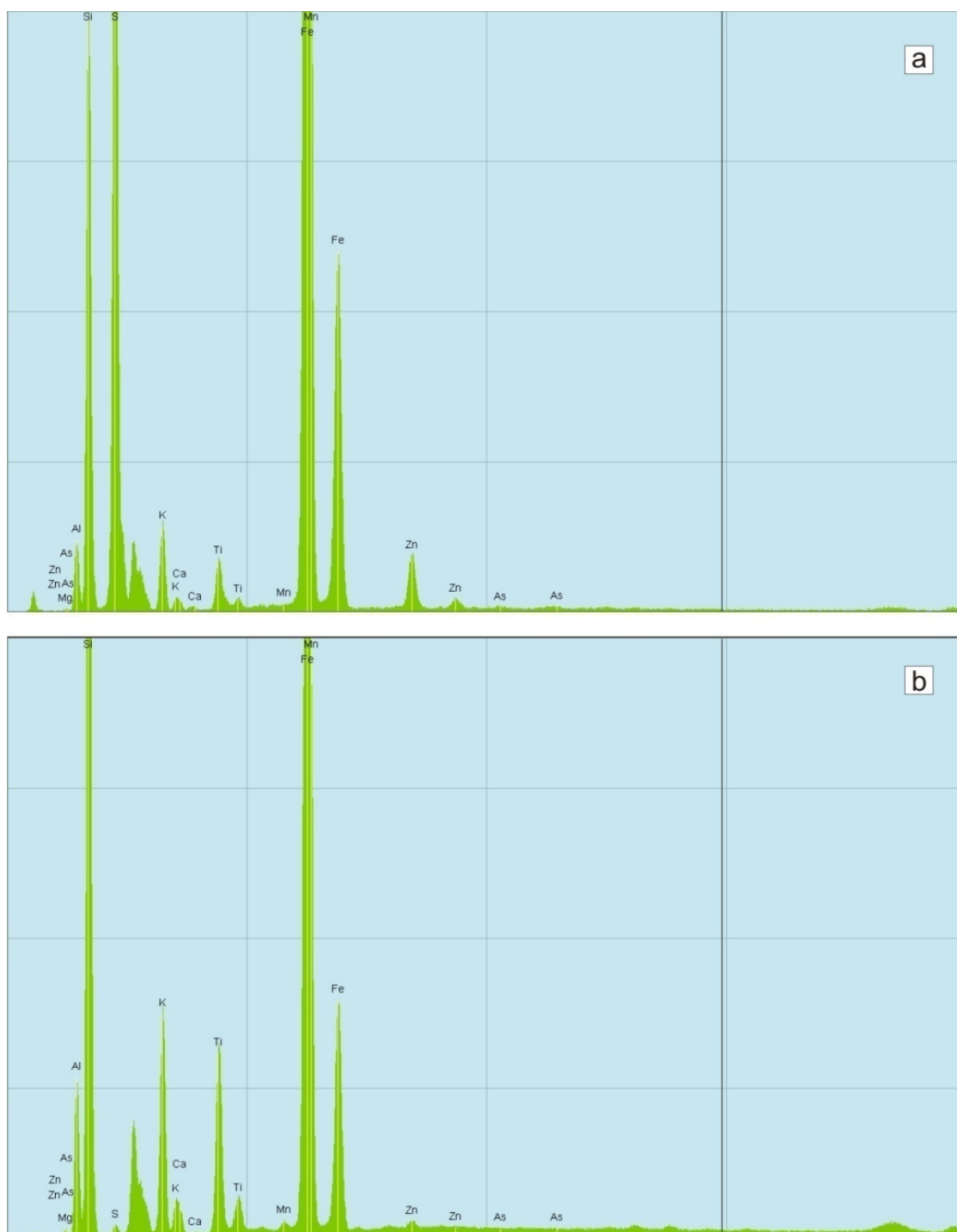
A D3 deformációval érintett nyírási zónák körül rendszeresen megfigyelhető a mellékkőzet kloritosodása, szericitesedése, másodlagos muszkovitosodása is (*IV.81.c. ábra*), ami az eredetileg – a biotit miatt – barna színű gneiszben halványzöld sávok formájában jelentkezik. Ugyanezek a zónák gyakran megfigyelhetők a különböző irányú litoklázisok mentén is (*IV.81.b., c. ábra*). A litoklázis két oldalán a gneisz néhány cm távolsáig szimmetrikusan átalakult, a repedésben minden vizsgált esetben ércásványok váltak ki (*IV.81.c. ábra*), esetenként vastag teléreket alkotva (*IV.81.e. ábra*). A telér anyagának RFA spektruma jelentős mennyiségű Fe, Zn, As és S dúsulását igazolja (a kőzetet alkotó főelemek jelenléte mellett; *IV.82.a. ábra*), s a Zn és a S anomális mennyiségű jelenléte a litoklázistól 2 cm-re, a metasztatizált mellékkőzetben is kimutatható (*IV.82.b. ábra*). Félkvantitatív nyomelemzés alapján a telérben $\text{Fe}_2\text{O}_3 > 12\%$, $\text{Zn} > 3000 \text{ ppm}$, $\text{As} > 10 \text{ ppm}$, $\text{SO}_2 > 25\%$ feltételezhető, míg a mellékkőzetben $\text{Zn} > 20 \text{ ppm}$, $\text{SO}_2 > 0.5\%$ detektálható. A vándorló oldatok a D3 breccsa/kataklázit zónákat jelentős részben cementálták, amire a kalcedonnal kitöltött üregek gyakorisága is utal (*IV.81.f. ábra*).

Mindezek alapján a másodlagos ásványosodás bizonyosan nem metamorfogén, a dorozsmai mintákban rendszeresen megjelenő posztdeformációs, turmalinból, kvarcból és polimetallikus szulfidokból álló ásványparagenézist a D3 deformációt követő pneumatolitos/hidrotermás esemény hatásának tulajdonítjuk akár teléres, akár metasztatikus megjelenés esetén. Teleptani értelemben az összetett exomagmás folyamatok hatására, perimagmás kifejlődésben (intrúzió kupolaszárnán, apikális övében) telérekben ill. „stockwerk” megjelenésű telérhálózatban keletkezett greizen, ill. hidrotermit. A stockwerk

rendszer kialakulását a korábbi litoklázis rendszert és a D3 nyírási pályákat átító (érces) oldatok eredményezhették.



IV.81. ábra – A D3 eseményt követő metasztatikus hatásra utaló jellegzetes szöveti, szerkezeti elemek. a) posztkinematikus turmalin intenzíven deformált gneiszben (Do-29, +N); b) a D2 szerkezeteket átmetsző litoklázisok környezetében a gneisz kloritosodik (Do-54, a magtengely vízszintesen áll); c) a D3 síkok és litoklázisok hálózata mentén a kőzet intenzíven átalakult, a töréseket kvarc és ércásványok cementálták (Do-38, a magtengely vízszintesen áll); d) nyírt dolomit és kvarc utáni posztkinematikus pirit szemcsék (Do-6, +N); e) polimetallikus ércetelér (Do-54, a magtengely vízszintesen áll); f) kalcit kitöltött üreg D3 vetőbreccsában (Do-54, +N)



IV.82. ábra – Szulfidos telér és mellékkőzete jellegzetes RFA spektrumai (Do-54). a) a telérben a kőzetet alkotó ásványok főelemei mellett kiugró mennyiségű Fe, Zn, As és S detektálható (30 kV, 1 mA, 600 s, maximális intenzitás 12500 cps); b) a Zn és a S mennyisége a telértől 2 cm-re a mellékkőzetben is anomálisan magas (30 kV, 1 mA, 600 s, maximális intenzitás 25000 cps).

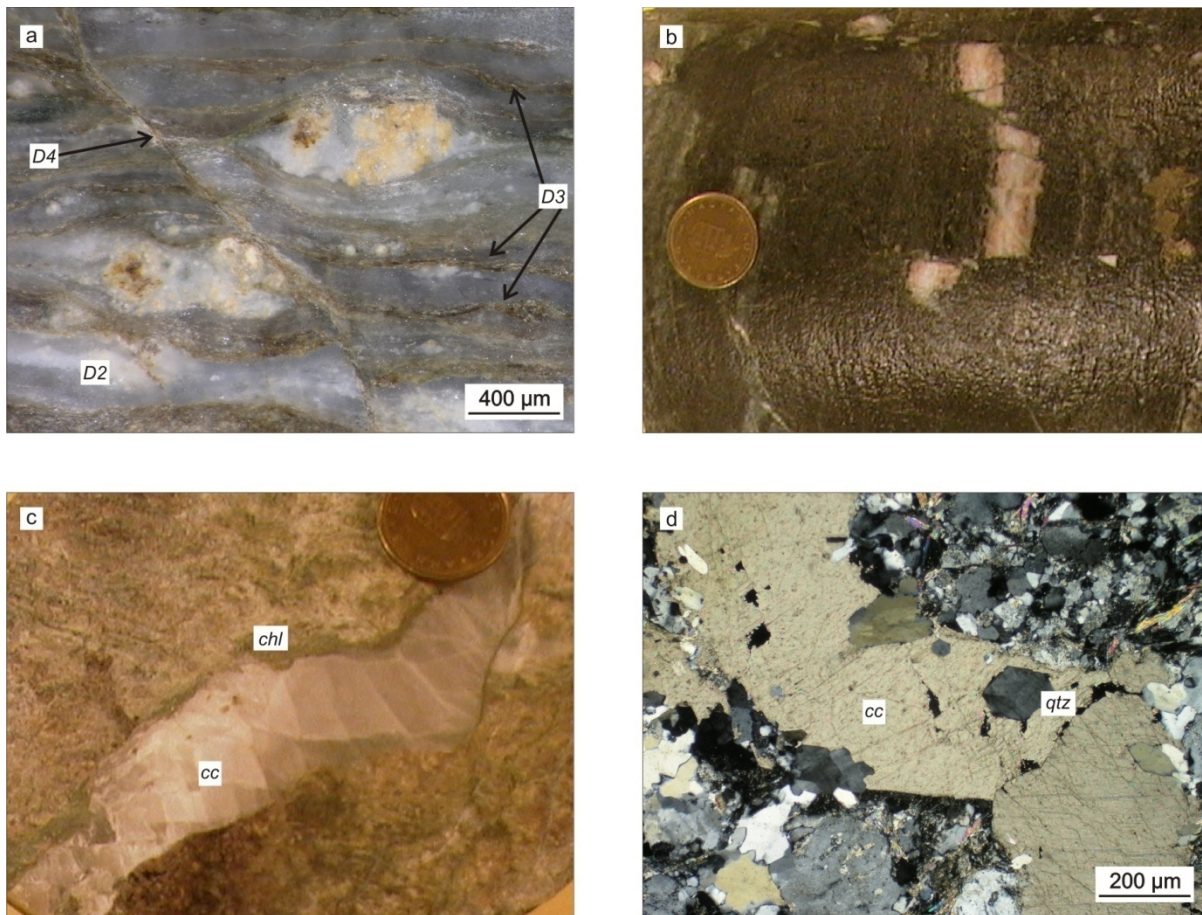
IV.2.3.4. A D4 ESEMÉNY

Feltételezhetően a vizsgált terület utolsó meghatározó deformációs eseménye eredményezte azokat a meredek repedéseket, melyek jelenleg is meghatározói a dorozsmai kristályos kőzeteknek. Az alábbiakban részletezendő jellemzőik alapján megbízhatóan elkülöníthetők a kiemelkedés során keletkezett litoklázisoktól, valamint a D3 esemény hatására létrejött törésektől is. A diszkrimináció lehetősége azért igen lényeges, mivel a két korai törésrendszer fluidum tároló és vezető tulajdonságai feltételezhetően jelentősen romlottak a D3 nyírást követő pneumatolitos/hidrotermás hatás eredményeképpen. Ez az esemény ugyanakkor bizonyosan nem érintette a D4 repedéseket, így azok eredeti rezervoár tulajdonságait sem.

A D4 esemény rendszerint meredek, a korábbi szerkezeteket átmetsző törésekként jelentkezik (*IV.83.a., b. ábra*), ez alapján a legfiatalabb hatás. Azokban a kőzetekben, amelyekben valamilyen vonatkozási pont megadható (pl. elvetett kvarc szalag, jellegzetes alakú ásványszemcse, stb.), a D4 törés mindig normál vetőként értelmezhető. Gyakori a kézipéldány méretben megfigyelhető konjugált normál vetők mentén kialakuló – horst/graben szerkezet (*IV.83.b. ábra*) is. Mindezen jegyek lapos szögű maximális megnyúlásra, és közel függőleges rövidülésre utalnak. A törések mentén jelentős mértékű dilatáció figyelhető meg, gyakoriak a kisebb-nagyobb méretű üregek. A keletkező teret kevés klorit, kvarc, majd fennőtt karbonát (elsősorban kalcit) tölti ki (*IV.83.c., d. ábra*); a kalciton jelentkező ásványlépcsők szintén normál vető menti mozgást jeleznek. Hasonló figyelhető meg a fent tárgyalt metasztatikus hatásra kialakult (s így a D3 által nem érintett) turmalin halmazok elnyíródása során, és esetenként a reaktiválódó, szulfid ásványokkal fedett litoklázisok mentén is.

A D4 deformációs esemény értelmezésénél a felismert deformációs tér jellegzetességei mellett – a korábbiakhoz hasonlóan – figyelembe kell vennünk az örökölt reológiai viszonyokat is. A D2 és D3 események együttes hatására jelentős anizotrópia, közel vízszintes foliáció jellemzi a legtöbb Dorozsma környéki metamorf kőzetet. Mint láttuk, ez az irányítottság lényegében gátolta a D3 repedéshálózat kialakulását, hiszen a foliáció normálisa egybeesett a maximális megnyúlás irányával. A D4 deformáció esetében éppen ellenkező a helyzet. Itt a kőzetek anizotrópiája segítette a deformációs tér által megkívánt törések kialakulását, ami jól fejlett meredek repedéshálózat kialakulásához vezetett. Megfigyeléseink szerint a D4 törések nagy része utólagos ásványokkal nincs kitöltve, illetve eltérő mennyiségű karbonát ásvány cementálja. A fent tárgyalt hidrotermás ásványok ebben a generációban nem jelennek meg.

Mindezek alapján valószínűsíthető, hogy a vizsgált metamorf tömegben jelentős méretű, összefüggő törésrendszerrel a D3 dolomit breccsa, valamint a D4 meredek törésrendszer esetében számolhatunk. A D3 nyíráshoz tartozó egyéb szerkezetek jellegükből adódó jelentéktelen másodlagos porozitását a hidrotermás hatás feltehetően tovább csökkentette. Ugyanez igaz a kiemelkedéssel együtt járó litoklázis rendszer esetében is. Bár a D4 törések mentén jelentős mértékű dilatáció is megfigyelhető, ami számottevő tárolóteret sejtet, a repedésrendszer szimulációjának fontos kérdése, hogy az igen meredek, késői kalcittal részben elzárt repedésrendszer alkothat-e kommunikáló hálózatot.



IV.83. ábra – A D4 deformációs eseményre utaló jellegzetes szöveti, szerkezeti elemek. a) a D2 és D3 szerkezeteket átmetsző D4 mikrovető (Do-38, a magtengely függőlegesen áll); b) mikrovetők által definiált horst-graben szerkezet gneiszben (Do-10, a magtengely vízszintesen áll); c) a repedéseket korai klorit és kalcit tölti ki (Do-54); d) néhány esetben a kalcitot fennőt kvarc előzi meg a repedésben (Do-54, +N)

IV.2.4. A FÖLDTANI INFORMÁCIÓ TÉRBELI KITERJESZTÉSE

IV.2.4.1. KÖZETVÁZ MODELL

Elsősorban a D2 eseményben kimutatható metamorf fejlődéstörténeti eltérések, valamint a dolomit nem metamorf jellege alapján kirajzolódik a Dorozsma terület háromosztatú közettani felépítése. A fentről lefelé haladva gneisz, dolomit márvány, illetve amfibolit dominanciájával jellemezhető egységek jelenlétére már a korai kutatások is felhívták a figyelmet (T. KOVÁCS & KURUCZ, 1984); ezt az általános modellt vizsgálataink is megerősítették. Az ideális közetoszlop teljes szakaszán mind a para-, mind az orto eredetű kőzetek két progresszív eseménnyel jellemezhetők. A D1 esemény után a nyomás csökkenésével járó D2 felülbélyegzés következett. A közetoszlop felső szakaszán jellemző $bio+gar_2+ky$ gneisz paragenézis mellett a D2 esemény jellemző ásványtársulása az alsó részen előforduló $Mg-chl+bio+gar_2$ is. A két paragenézis azonos esemény hatására, eltérő P - T viszonyok mellett (más-más mélységben) keletkezhetett. Ezzel a megfigyeléssel jól korrelálnak a pl -rekrisztallizáció alapján becsült D2 hőmérsékleti értékek is, amennyiben $T_{bio+gar+ky} > T_{Mg-chl+bio+gar}$. A legalacsonyabb hőmérsékletet jelző, progresszív $Mg-chl$ -tartalmú gneisz minták mellett a közetoszlop alsó részét a felső szakaszon ismeretlen MT amfibolitok alkotják. A dolomit márvány, amint arra a megfelelő metamorf fokú index ásványok, valamint a dolomit és kvarc szemcsék statikus rekrisztallizációjának teljes hiánya utalnak, nem része a metamorf közetoszlopnak. Jelenlegi helyére későbbi mozgások, a nyírt dolomitban megjelenő nem deformált hidrotermás ásványok alapján feltehetően a kora-kréta kompresszió során kerülhetett (részletesen lásd a IV.2.7. fejezetben).

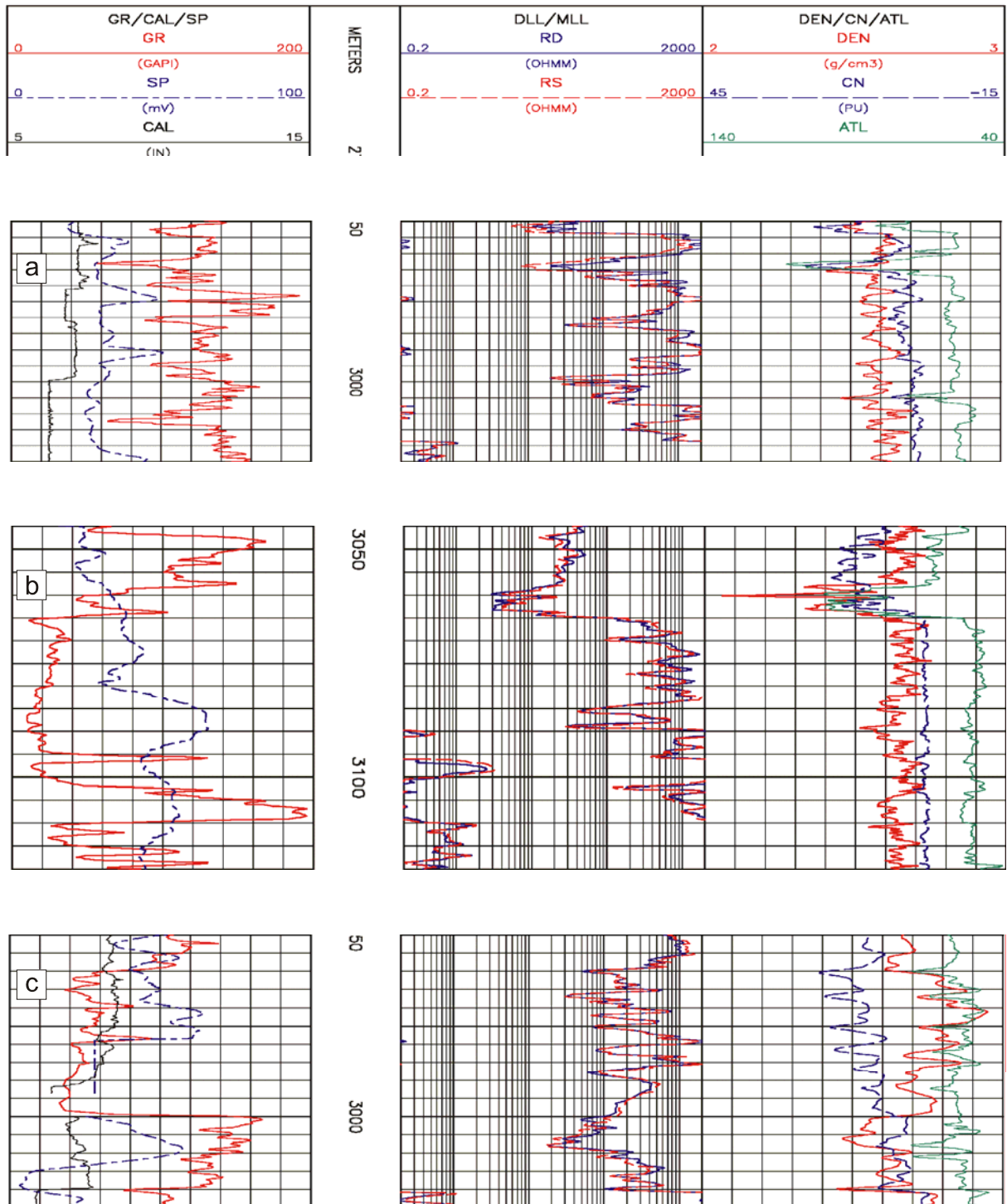
A közettani, termobarometriai és szerkezetföldtani feldolgozás eredményeként kirajzolódik a dorozsmai alaphegységi szerkezet földtani fejlődéstörténete. Az egyes fúrásokban vizsgálható néhány méteres magszakaszok egymással, és az ideális közetoszloppal való korrelálása továbbá a zónák térképezhetőségének alapját is jelenti. A petrográfiai adatok térbeli kiterjesztése természetesen azzal a nem elhanyagolható szintű bizonytalansággal jár együtt, hogy a D2 fázis során a kristályos tömegben intenzíven gyűrt, bonyolult szerkezetek, inverz helyzetű sorozatok is kialakulhattak. Ezzel együtt, figyelembe véve, hogy munkánk végső célja elsősorban a D3 és D4 deformációs események térbeli megjelenésének értelmezése, indokoltnak tartjuk a háromdimenziós közetváz – adott megbízhatósági szinten való – modellezését.

A térmodell szerkesztése során a közettani információ mellett figyelembe vettük a szeizmikus adatok alapján azonosított makrovetők helyzetét, valamint karotázs értelmezések eredményeit is. Bár a lyukgeofizikai szelvényértelmezés menetének részletes tárgyalása meghaladja a jelen dolgozat kereteit, eredményeit röviden bemutatjuk.

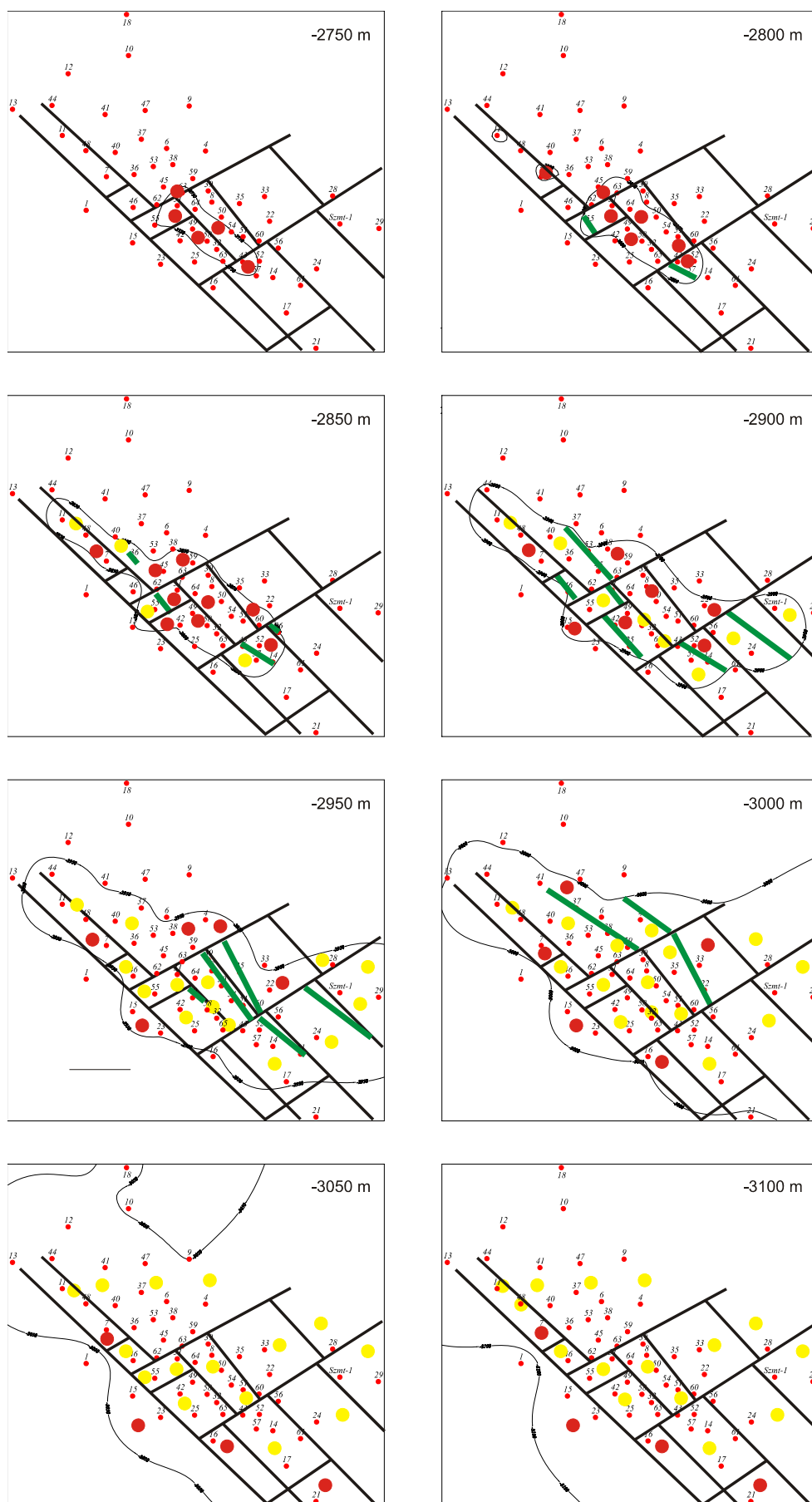
A rendelkezésre álló mélyfúrási geofizikai szelvények segítségével megkíséreltük a közettani alapon felismert közettípusokat közetfizikai tulajdonságaik alapján is azonosítani. A munka során elsősorban az ún. porozitás követő szelvényeket, a neutron porozitás (CN), a közetsűrűség (DEN), az akusztikus terjedési idő (ATL), valamint a természetes gamma (GR) szelvényeket használtuk. Ezek segítségével a területen jellemző három fő közet típus nagyon jól elkülöníthetőnek bizonyult (*IV.84. ábra*).² Míg az amfibolit és a dolomit márvány természetes gamma értéke igen alacsony, a nagy csillám és káliföldpát tartalmú gneiszeké igen magas. Az amfibolit közetsűrűsége az összes többi közetéhez képest kimagaslóan magas, és a neutron szelvényen is jól követhető a három közettípus eltérése. Az ellenállás szelvények (DLL, MLL) a litológiai minősítés mellett a töredezettebb, mállottabb szakaszokat is kijelölik, ami a közettípusok azonosítására használható fontos indirekt információnak bizonyult.

A tanítási folyamat első lépésében a fúrómaggal feltárt szakaszok egy részén történt a kalibrálás, majd a felismerés jóságát további, közettanilag ismert intervallumokon teszteltük. A felismerő algoritmust kalibrálás és ellenőrzés többszöri ismétlésével finomítottuk ügyelve arra, hogy a sokadik fázisban is maradjon az analízisbe korábban be nem vont, de közettanilag ismert magszakasz. A jellegzetes karotázs bélyegek alapján végül mind a 65 vizsgált fúrásban megfelelő biztonsággal tudtuk azonosítani a korábban definiált közetzónákat, illetve azok határait. Ennek eredményeként a közettani elemzés pontbeli (nulldimenziós) litológiai minősítését fúrások menti, egydimenziós litológiai információvá lehetett kiterjeszteni, ami alapján tetszőleges horizontális metszetben képezhető lett a fúrások által harántolt közettípusok ponttérképe, ami a nagy fúrássűrűség miatt megfelelő biztonsággal folytonos térképekké alakítható. A horizontális metszetek sorozatának (*IV.85. ábra*) elemzésével és a szeizmikus adatok összevetésével a háromdimenziós közetváz homogén blokkjai, s ezek határai is szerkeszthetővé válnak.

² A geofizikai értelmezést Vargáné Tóth Ilona (MOL Nyrt. KTD GRÉ) végezte.



IV.84. ábra – A fő litológiai típusok jellegzetes lyukgeofizikai szelvényképe. a) felső gneisz; b) dolomit; c) amfibolit (részletek a szövegben)



IV.85. ábra – A fő litológiai típusok térbeli elterjedése egymást követő mélység horizontokban a litológiai információ alapján kiterjesztett karotázs szelvények alapján.

IV.2.4.1.1. A DOLOMIT MÁRVÁNY ZÓNA

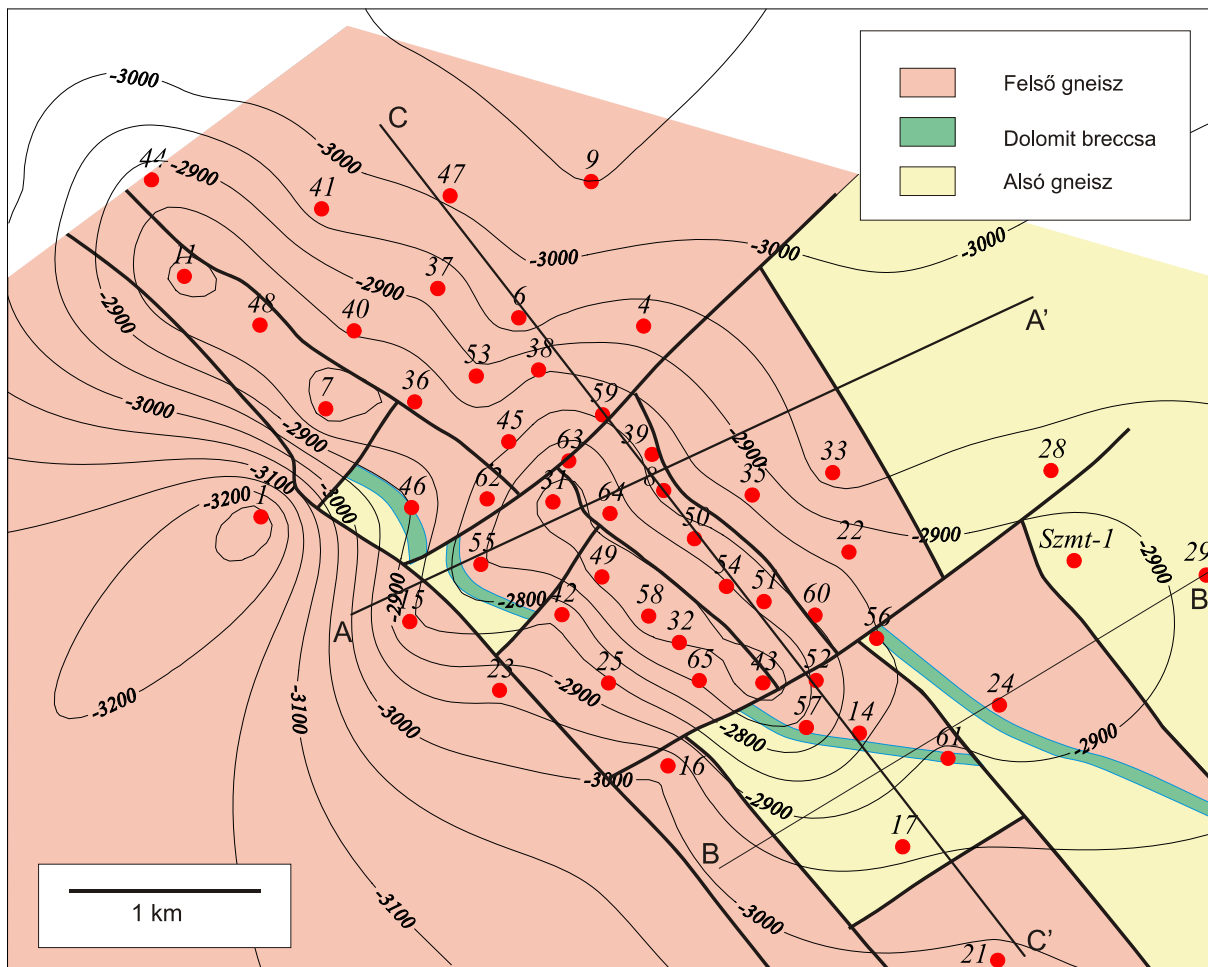
A vizsgált aljzat-komplexumban betöltött különleges szerepe, valamint nagyfokú töréses deformáltsága miatt részletesen foglalkozni kell a teljes vizsgált területen előforduló dolomit márvány térbeli helyzetével, ennek térbeli modellezhetőségével. Mint azt korábban igazoltuk, a dolomit márvány feltehetően nem része az eredeti metamorf kőzetoszlopnak; a kiemelkedést követő kompressziós mozgások során kerülhetett az aljzatba. Így a kora-kréta tektonikai események során a dolomit márvány és a gneisz között meglévő jelentős kompatibilitás különbség miatt dolomit breccsa alakulhatott ki.

A vonatkozó irodalomban (TARI & TSAI., 1999) a kréta takarók bázisának dőlésére található 5° körüli értékek alapján a dolomit márvány horizontok modellezésének első lépésében feltételeztük, hogy az egykori nyírási zóna a kialakulásakor közel vízszintes helyzetű volt, s csak a D4 mozgások során billent jelenlegi helyzetébe. A breccsa szintek mai helyzetét blokkonként polinomiális regresszióval, sík illesztésével közelítettük az egyes fúrásokban megismert mélységadatok alapján. Több blokkban vagy nem ismerünk dolomit márványt, vagy a rendelkezésre álló mélységadatok száma nem elegendő a számításokhoz. A becslés során az egyes fúrásokban fúrómag, illetve a karotázs adatok alapján megismert breccsa szakaszok tényleges vastagsága (intervallum) helyett azok középpontjait vettük figyelembe. Az illesztés eredményeként kapott polinomok analitikus alakja helyett a síkokat a valódi földrajzi térben dőlésükkel és csapásukkal jellemezzük. Eszerint három, dolomit márványt tartalmazó blokkban a breccsa horizont (s így az egész kristályos tömeg) közel ÉK-i irányban, kb. 15° -kal dől ($51^\circ/16^\circ$, $37^\circ/19^\circ$, $20^\circ/17^\circ$). Az illesztett síkok alapján az összes, az interpoláció során nem használt fúrásban megbecsülhető a breccsa zóna mélysége, s ez minden esetben egybeesik az ideális kőzetoszlop alapján megjósolható, a kianitos gneisz és az amfibolit zónák közé eső intervallummal.

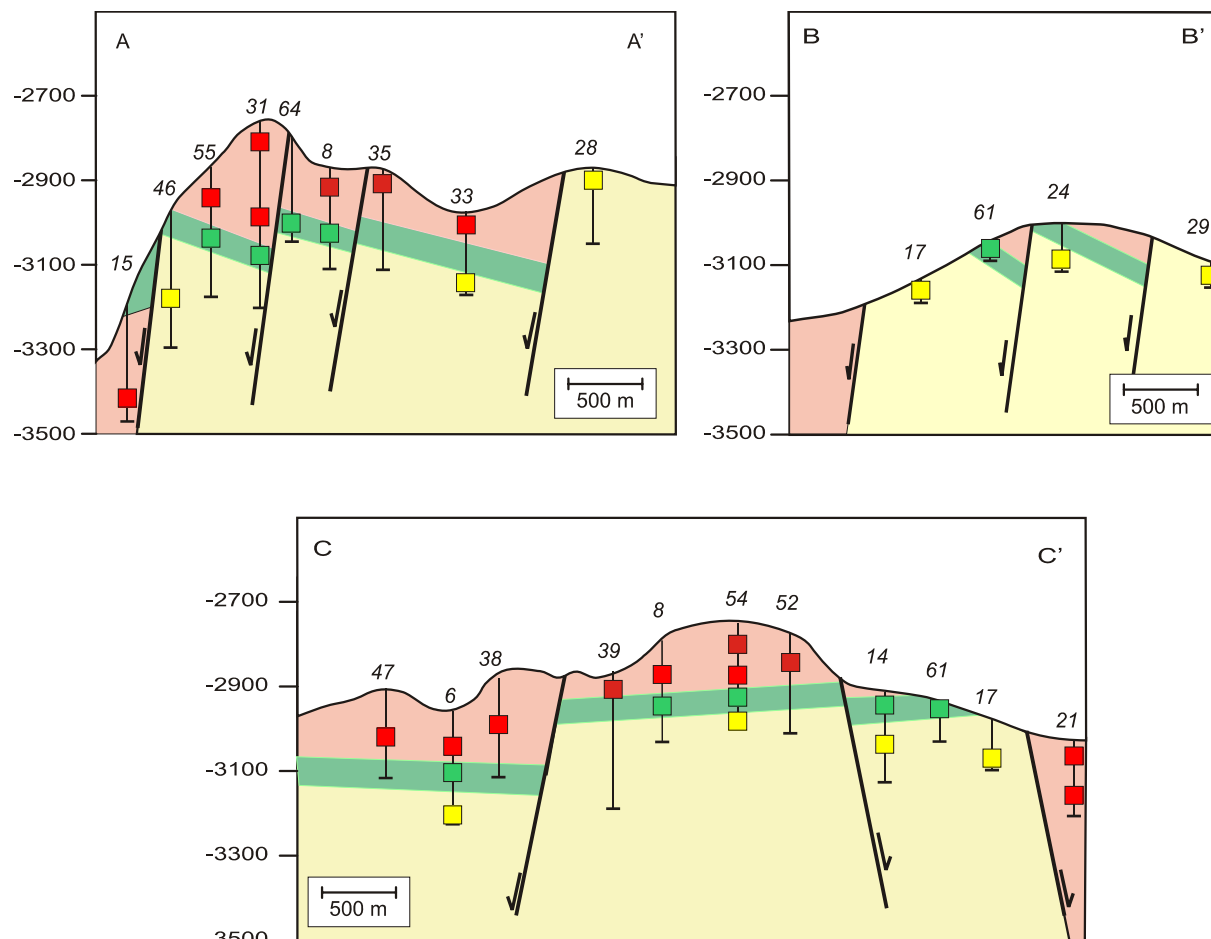
IV.2.4.2. FÖLDTANI TÉRKÉP, FÖLDTANI SZELVÉNYEK

A terület földtani térképe (IV.86. ábra), és a mellékelt szelvények (IV.87. ábra) az elméleti fejlődéstörténeti modellnek, valamint a kőzettani, geofizikai adatoknak megfelelő térbeli képet mutatják. A terület központi részén több, enyhén KÉK felé kibillent blokk ismerhető fel, melyek nyugati irányban normál vetők mentén lezökkentek. A szerkezetfejlődésnek megfelelően nyugaton a legmagasabb szerkezeti helyzetű kianitos gneisz, míg keleten a legalsó helyzetű kloritos gneisz zóna anyaga alkotja az aljzat tetőt. A K-NY-i irányú A-A' és B-B' szelvényeken jól látszik, hogy – az eredeti állapotában vízszintes síkként elképzelt – kataklázit/breccsa zóna a két központi blokkban KÉK-i dőléssel követhető,

míg nyugaton a mélybe zökken, keleten pedig már feltehetően lepusztult. A közel csapásirányú C-C' szelvény kiemeli az ÉNy-i, ill. a DK-i dőlésű D4 normál vetők szerepét a terület késői szerkezetfejlődésében.



IV.86. ábra – A Dorozsma környéki metamorf aljzat földtani térképe.



IV.87. ábra – A Dorozsma környéki metamorf aljzat jellegzetes földtani szelvényei.

IV.2.5. PALEOHIDROLÓGIA

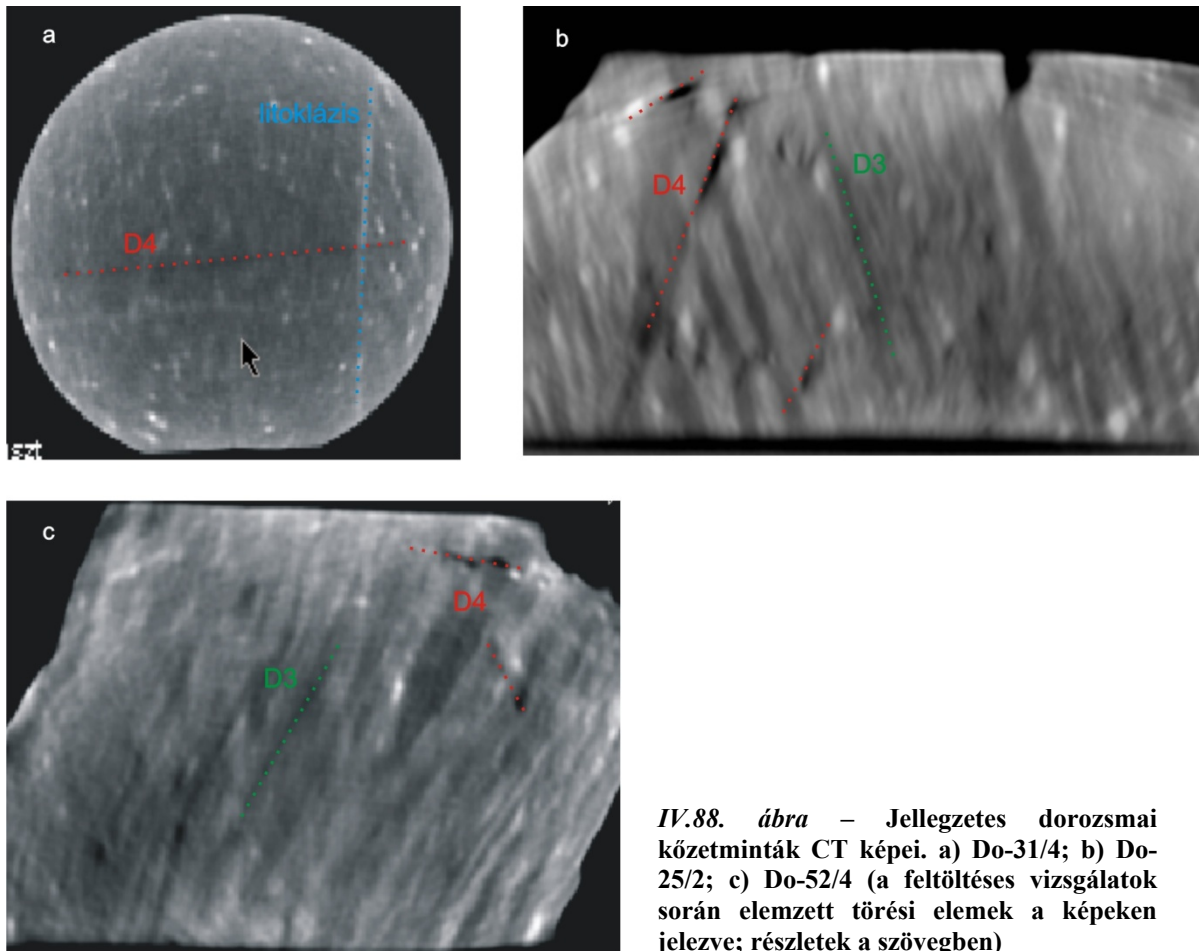
IV.2.5.1. FELTÖLTÉSES CT-VIZSGÁLATOK

A feltöltéses CT mérések a III.8.1., valamint a IV.1.7.1. fejezetben tárgyalt körülmények mellett zajlottak. A dorozsmai területről áramlási vizsgálatokra három mintát választottunk ki:

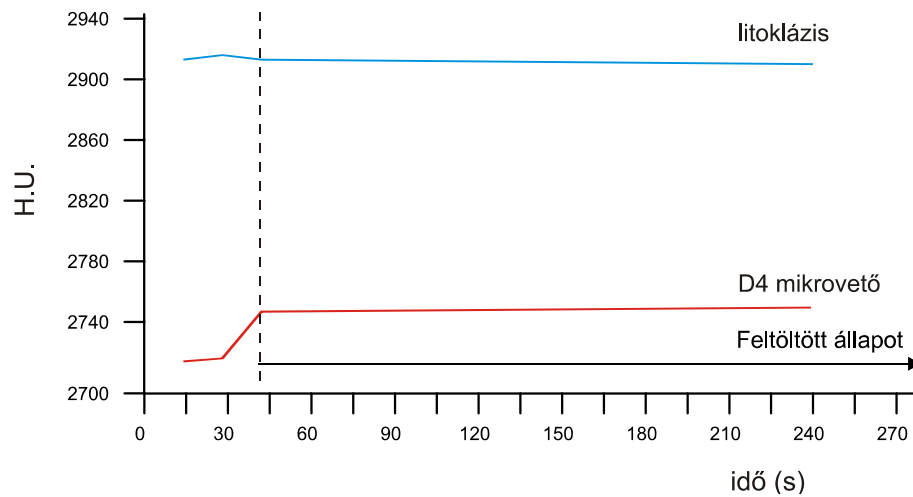
- 1) A Do-31/4. sz. mag intenzív D2 nyírással, közel vízszintes foliációval jellemzett biotit gneisz. D3 nyírás nem érte, nagy számban tartalmaz különböző irányú, egymást metsző litoklázisokat. Ezek mentén a kőzet kloritosodik, turmalin, és különböző szulfid ásványok jelennek meg. A nagy Hounsfield értékkel (H.U.) jellemezhető ércásványok a CT képen is kijelölik a litoklázisok irányát (IV.88.a. ábra). A hidrotermásan átalakult, litoklázisokkal átjárt gneisz mintát D4 vetők szabdalják. A CT alap felvételen a D4 eseménynek megfelelő vetők és a litoklázisok is egyértelműen kijelölhetők (IV.88.a. ábra). A D4 repedésrendszer látványos, vizuálisan is jól nyomon követhető működési mechanizmust produkált, míg a litoklázisok nem vettek fel számottevő mennyiségű folyadékot a felszívás folyamán (IV.89. ábra).

- 2) A *Do-25/2.* sz. mag vastag (< 1 cm) kvarc szalagokat tartalmazó biotit gneisz közel vízszintes D2 foliációval, amelyen intenzív D3 nyírás hatása ismerhető fel. Hidrotermás tevékenységnek a magmintán nincs nyoma. A CT kép ugyanakkor a D2 (és a D3) foliációval párhuzamos, nagy sűrűségű ásványsávok jelenlétét jelzi, ami hintett hidrotermás ércesedésként értelmezhető. A mintát jelentős elvetési magasságú, a foliációhoz 50-60°-ban dőlő D4 vetők szabdalják. A CT alap felvételen a D2-D3 és D4 deformációs eseményeknek megfelelő szerkezetek kijelölhetők (*IV.88.b. ábra*), és egyértelműen azonosítható a D4 törések normál vető jellege is. A feltöltés során a D2-D3 elhanyagolható mértékű, míg a D4 jelentős működési mechanizmust produkált (*IV.90. ábra*).
- 3) A *Do-52/4.* sz. mag kloritos, szericites sávok mentén intenzíven nyírt (D3) gneisz. Hidrotermás metasomatózisnak sem a magon, sem a CT képen nincs egyértelmű nyoma. A mintát néhány meredek (D4) törés metszi. A CT alap sűrűségmérésen a D3 és D4 eseménynek megfelelő bélyegek is egyértelműen kijelölhetők voltak, feltűnő a D4 vetők jóval kisebb sűrűsége (*IV.88.c. ábra*). A feltöltés során a D3 jelentéktelen, míg a D4 jelentős mértékű működési mechanizmust produkált (*IV.91. ábra*).

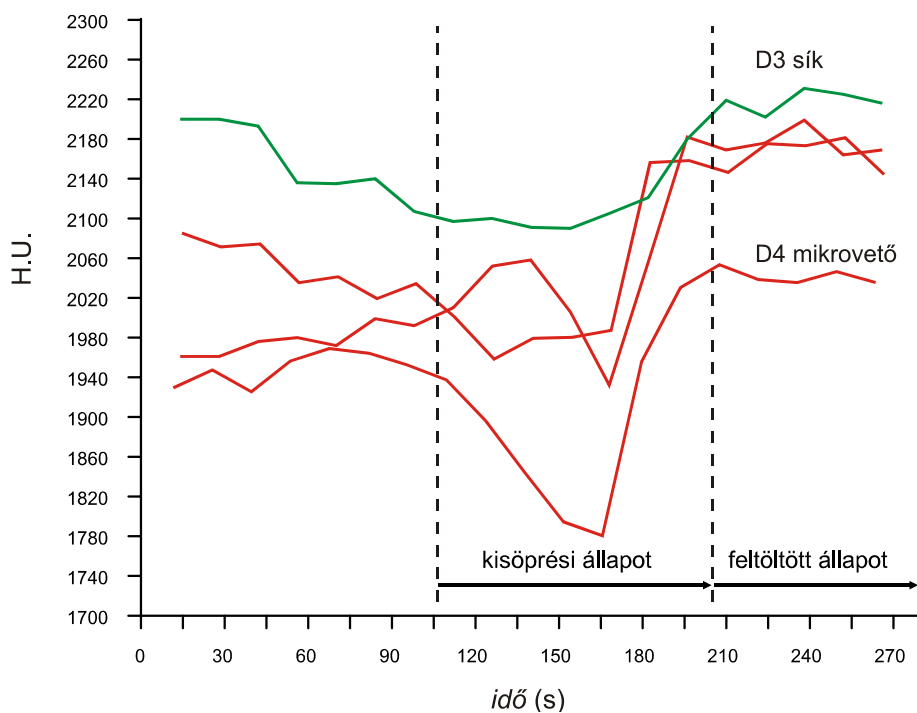
A CT vizsgálatok összességében arra mutatnak, hogy bár a dorozsmai aljzat meglehetősen összetett töréses deformációtörténettel jellemezhető, fluidum tárolási és migrációs szempontból a gneisz tömegén belüli D3 szerkezetek, valamint a litoklázis rendszer szerepe elhanyagolható. Ezért a továbbiakban vizsgálatainkat a dolomit márvány horizont és a D4 törések szerepére koncentráljuk.



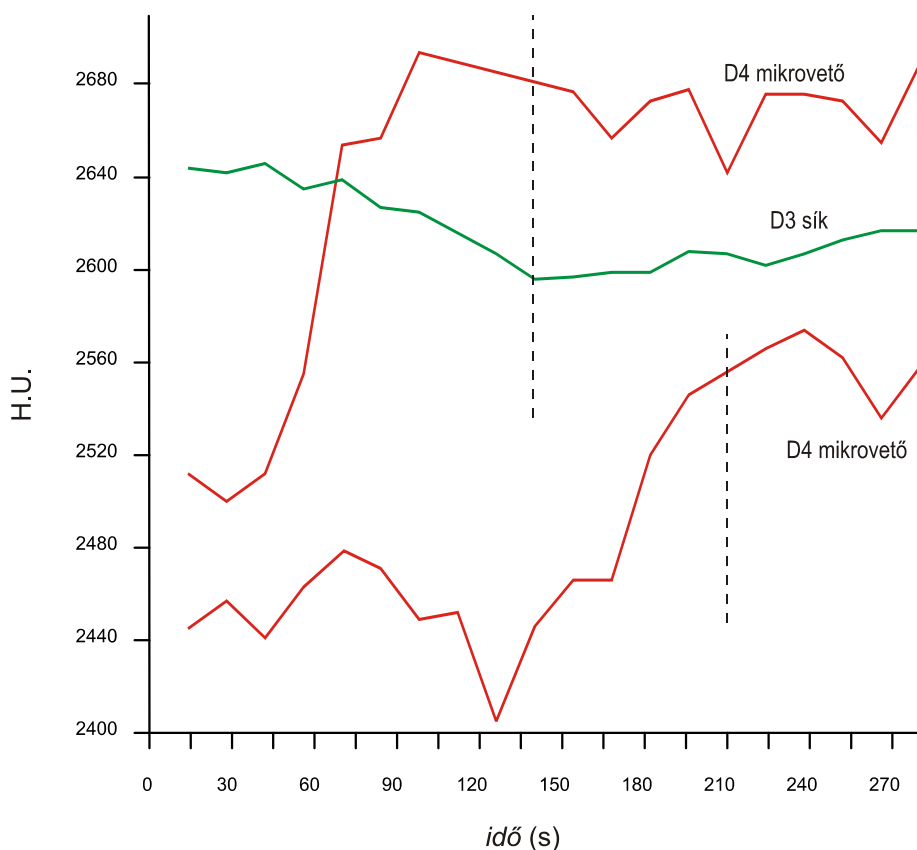
IV.88. ábra – Jellemzőes dorozsmai kőzetminták CT képei. a) Do-31/4; b) Do-25/2; c) Do-52/4 (a feltöltéses vizsgálatok során elemzett törési elemek a képeken jelezve; részletek a szövegben)



IV.89. ábra – A Do-31/4 magminta töréses szerkezeti elemeinek (litoklázis, D4 mikrovető) viselkedése a feltöltési kísérlet során. (v.ö. IV.88. ábra)



IV.90. ábra – A Do-25/2 magminta egyes szerkezeti elemeinek (D3, D4) viselkedése az áramlási kísérlet során. (v.ö. IV.88. ábra)

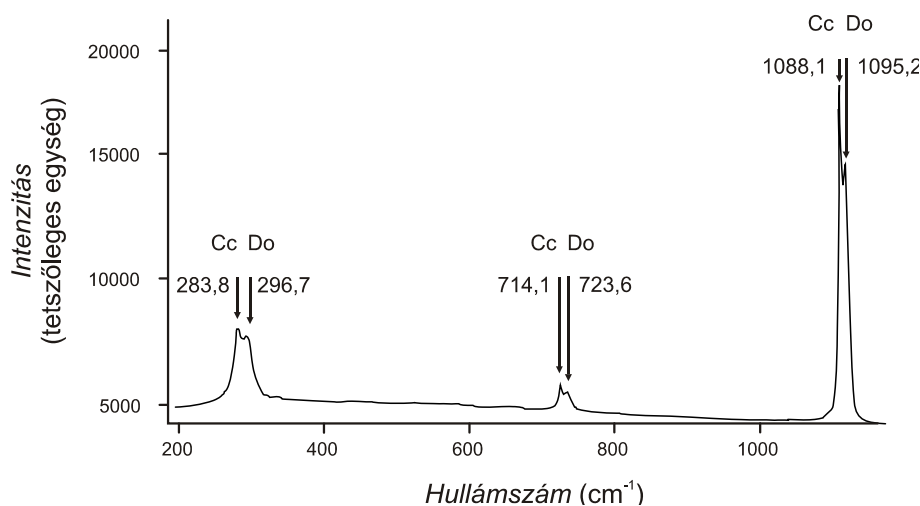


IV.91. ábra – A Do-52/4 magminta egyes szerkezeti elemeinek (D3, D4) viselkedése az áramlási kísérlet során. (v.ö. IV.88. ábra)

IV.2.5.2. REPEDÉSKITÖLTŐ SZEKVENCIA

A repedéskitöltő fázisok elemzése során két deformációs esemény által létrehozott pórusteret vizsgáltunk részletesen; egyrészt az intenzív D3 kataklázist szenvedett dolomit márvány mintákat (Do-54/16 magszakasz), másrészt olyanokat, amelyek kizárólag az utolsó (D4) esemény hatására keletkeztek (Do-54/5, 7 magszakaszok).

A gneiszből a D3 szerkezetek menti átalakulások eredményeként elsősorban klorit és szericit keletkezett, valamint elsősorban ezeket a zónákat érintette a korábban (IV.2.3.3. fejezet) bemutatott hidrotermás ásványosodás hatása is. Ettől lényegesen eltérő a nyírt dolomit márvány cementációja, ahol a D3 breccsa szemcséit, valamint a kataklázis során fellépő dilatációs repedéseket több fázisban keletkezett karbonát ásványok cementálják. A korai cement anyagának szemcsemérete igen apró, annak szerkezetét, optikai tulajdonságait, ásványos összetételét mikroszkópi vizsgálattal nem lehetett megállapítani. UV fényben egyes darabjai halvány zöld fluoreszcens színt mutatnak, összetétele Raman mikroszondával készült felvételek alapján kalcit és dolomit rendkívül finom szemcsés keveréke (IV.92. ábra). A következő karbonát cementfázis barnás színű, melyet a repedések menti fluidumzárványok, valamint rendkívül aprószemcsés, szilárd zárványok halmaza okoz. Ez a kalcit fázis gyengén áttetsző, UV fényben rendkívül erősen, zöld fénnel fluoreszkál. Ez alapján élesen elkülönül a szintelen, átlátszó, fluidumzárványokat csak elvétele tartalmazó, UV fényben fluoreszcenciát nem mutató, utolsó cement fázisként megjelenő dolomittól.



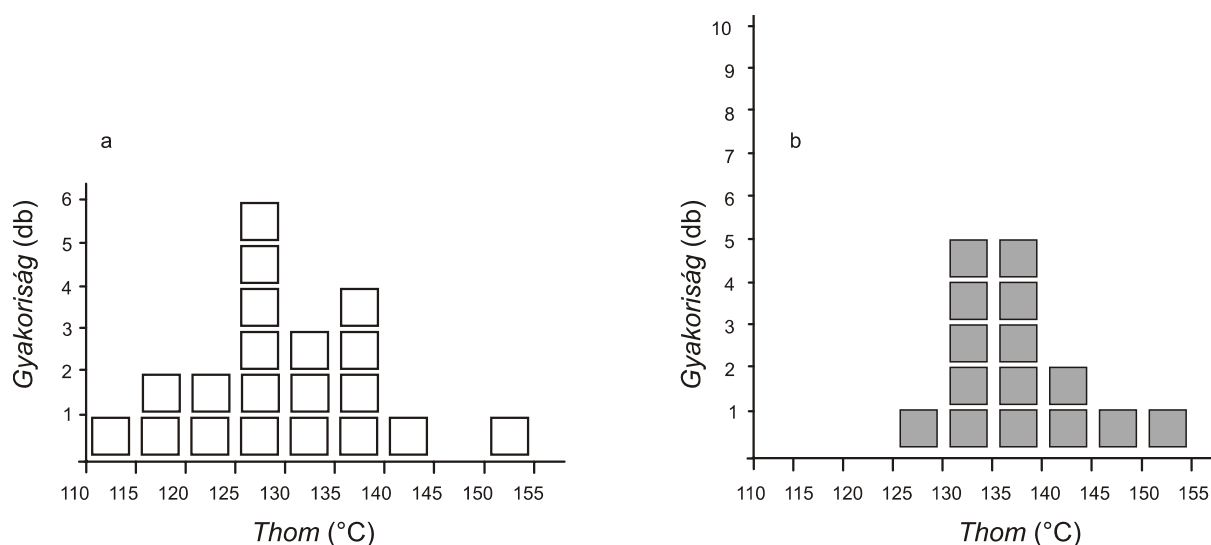
IV.92. ábra – A dolomit kataklázist cementáló mikrokristályos kalcitból és dolomitból álló karbonát fázis Raman spektruma.

A breccsa teljes cement szekvenciáját átszelő meredek repedések, valamint a kataklázist nem szenvedett mintákban megjelenő D4 törések cement sorrendje összevethető egymással. Ebben a generációban egy korai, igen vékony, intenzíven fluoreszkáló karbonát fázis után nagy mennyiségű, átlátszó, szintelen/fehér színű, nem fluoreszcens, idiomorf kristályokat alkotó kalcit vált ki.

IV.2.5.3. FLUIDUMZÁRVÁNY VIZSGÁLATOK

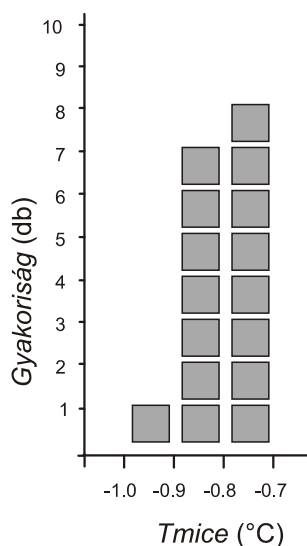
A D3 kataklázitot cementáló karbonát fázisok esetében a T_{hom} értékek a 110 – 140 °C intervallumban változnak (IV.93.a. ábra). A vizsgálatok során metastabil jégolvadást tapasztaltunk, így pontos szalinitás érték nem volt számolható. A mért $T_{mICE} = -2.9$ °C alapján számolt ~ 4.8 m/m% $NaCl_{eq}$ érték minimális sótartalmú vizes fluidum jelenlétére utal.

A D4 repedések tömeges kalcit cementjében igen nagy számban előforduló fluidumzárványok rendszerint ívelt lefutású síkok mentén helyezkednek el. A kristályok növekedési zónáival nem állnak kapcsolatban, helyenként a zárványokat tartalmazó síkok metszik azokat. Ez alapján zárványok egygenerációs, másodlagos eredetűeknek minősülnek. A zárványok alakja változatos, általában vékonyak, laposak, méretük esetenként eléri a 40-50 μm -t. A zárványok kivétel nélkül $L+V \rightarrow L$ típusú homogenizációt mutatnak. A homogenizáció hőmérséklet értékei (IV.93.b. ábra) és a zárványok mérete között nincs szignifikáns korreláció, térfogatuk a melegítés során nem változott. A zárványok hűtése során a vizes fluidum kb. -40 °C-on fagyott meg. A T_{mICE} értékek (IV.94. ábra) rendkívül kis szórása arra utal, hogy a zárványok ugyanazon összetételű fluidumot zárták be; a -0.8 – -0.7 °C között változó hőmérsékletek 1.40-1.23 m/m% $NaCl_{eq}$ szalinitásnak felelnek meg. A jég kezdeti olvadási hőmérséklete kizárólag a nagy méretű zárványok némelyikében volt megfigyelhető ($T_e = -21 - -23$ °C). Az alacsony sótartalom következtében az eutektikus hőmérsékleten csak igen kis mennyiségű olvadék keletkezik, ezért a T_e valós értéke bizonyosan a megfigyelt hőmérsékletnél alacsonyabb. A zárványok folyadék fázisa ezért feltehetőleg NaCl mellett ($T_e = -21.2$ °C) kis mennyiségű egyéb só is tartalmaz. A zárványok hűtése során a buborék körül gázhidrát burok képződött, a gázfázis Raman mikroszondával meghatározott metán tartalma révén ez metán-hidrát.

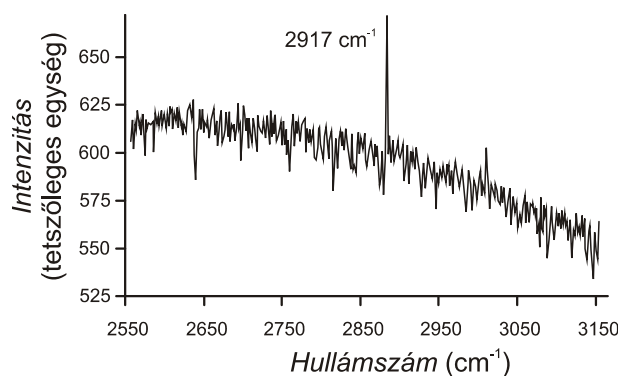


IV.93. ábra – A T_{hom} értékek eloszlása a D3 kataklázitot (a), valamint a D4 vetőket (b) cementáló karbonát fázisban.

Bár a zárványokat mikroszkóp alatt, UV fényben vizsgálva sehol nem tapasztaltunk fluoreszcens viselkedést, a folyadék és gázfázis Raman mikroszondás vizsgálatát – magasabb hullámszámnál – a zárványokat befoglaló kalcit enyhe fluoreszcenciája megnehezítette. Kizárólag a nagy méretű (40-50 μm) zárványok gáz fázisának összetételéről nyertünk információt. A magas fluoreszcens háttérből egyértelműen kiemelkedik 2917 cm^{-1} -nél a metán jelenlétére utaló csúcs (IV.95. ábra).



IV.94. ábra – A T_{mice} értékek eloszlása a D4 vetőket cementáló karbonát fázisban.



IV.95. ábra – A D4 repedéscementáló kalcit fluidumzárványainak gázfázisa Raman spektruma alapján metánt tartalmaz.

IV.2.5.4 PALEOHIDROLÓGIAI MODELL

A CT és a fluidumzárvány vizsgálatok eredményei alapján felállítható az egyes deformációs szerkezeteknek a fluidum tárolásban és a migrációban betöltött szerepét leíró elvi paleohidrológiai modell. A feltöltéses CT mérések eredményei azt mutatják, hogy a dominánsan nagy metamorf fokon keletkezett, a kőzetek fő palásságát definiáló D2 szerkezetek nem vesznek részt az aljzat hidrológiai rendszerében. Az inverz mozgások során létrejött D3 törésszónák fluidum vezető és tároló képességét alapvetően a deformálódó kőzetek reológiai viszonyai határozzák meg. Míg a homogén gneisz tömegben belüli feltolódások szericittel és klorittal terhelt síkjai mentén elhanyagolható mértékű a folyadékáramlás mértéke, a dolomit márvány és a gneisz kontaktusán kialakult D3 breccsa kiváló tároló és vezető tulajdonságú képződmény. A D3 inverz szerkezetek hidraulikai szerepét számottevően tovább csökkenti, hogy a repedések a hidrotermás ásványosodás következtében lényegében bezáródtak. A repedezett dorozsmai aljzatban mindezek miatt számottevő fluidum vezető és tároló teret a D3 dolomit breccsa horizontok, valamint a teljes metamorf tömeget átszelő D4 vetőrendszer alkotnak.

A D3 breccsa cement fázisában, valamint a D4 repedéskitöltő kalcit zárványaiban hasonló T_{hom} értékeket mértünk. A T_{mICE} értékek ugyanakkor lényegesen eltérnek egymástól, mutatva a repedésrendszerben áramló fluidumok eredetének eltérését a két egymást követő deformációs esemény során. A fluidumzárványok igen alacsony sótartalma arra utal, hogy a D4 eseményt követően a repedésekben a mélységi vizek helyett feltehetően meteorikus vizek hatása érvényesült, az aljzat az üledékes medencét uraló hidrológiai rendszer részévé vált. A repedéskitöltő kalcit megfigyelt fluoreszcenciáját számos tényező okozhatja (így pl. ritkaföldfémek, vagy átmeneti fémek kis mennyiségű beépülése a kristályrácsba), leggyakrabban mégis szerves anyag jelenlétére utal. Annak, hogy a bezáró ásvány fluoreszcens viselkedése ellenére egyértelműen kőolaj-tartalmú folyadékzárványt az alkalmazott módszerekkel nem találtunk számos oka lehet. Előfordulhat, hogy nincsenek ilyen zárványok, de az is elképzelhető, hogy a bezárt olaj összetétele miatt (a C=O illetve a C=C kötések kis mennyisége) nem látható, s így nem is vizsgálható fluoreszcens mikroszkóp alatt. A feltehetően meteorikus eredetű víz-zárványok, a metán buborékok, és a fluoreszkáló kalcit fázisok jelenléte, valamint a nyitott repedések nagy száma miatt feltételezhető, hogy a D4 törésrendszer a neogén üledékes medencével – részben – összefüggő áramlási rendszert alkot, és víz, valamint szénhidrogéneket tároló közegként, illetve migrációs útvonalként működik.

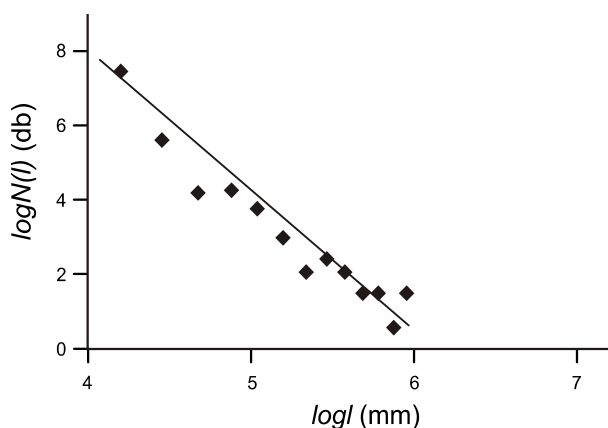
IV.2.6. A TÖRÉSSRENDSZER SZIMULÁCIÓJA

IV.2.6.1. INPUT PARAMÉTEREK

A D4 repedésrendszert leíró input paramétereket fúrómagok, magfotók és CT-képek elemzése alapján határoztuk meg. Ahol erre lehetőség volt, figyelembe vettünk korábbi MOL jelentésekben fellelhető adatokat is.

IV.2.6.1.1. SUGÁR (HOSSZÚSÁG)

A magon mérhető törések vizsgálatához statisztikailag megfelelően nagy adatbázist a Do-54. fúrás fénykép dokumentációja szolgáltatott. Mivel statisztikailag értékelhető számú amfibolit, illetve dolomit márvány minta nem áll rendelkezésre, első lépésben a feldolgozást litológiától függetlenül, az összes közettípus adatait egyesítő adatbázison végeztük. A szerkezetföldtani fejlődés ismeretében csak a 45° -nál meredekebb repedéseket vettük figyelembe, így kizárva a dominánsan lapos szögű D3 töréses szerkezeteket a vizsgálatból. Végül több mint 500, a magon teljes terjedelmével látható repedés hosszát mértük meg. A hatványfüggvény illesztése alapján az adott hosszúságú repedések száma $E \sim 2.40$ érték mellett logaritmikus skálán tökéletes lineáris kapcsolatot ($r = 0.97$) mutat a hosszúsággal (IV.96. ábra). A 10-16. magszakaszokon, ahol a korábbiak alapján a legintenzívebb nyírást tételezhetjük fel, 100 mérés alapján $E \sim 1.68$.



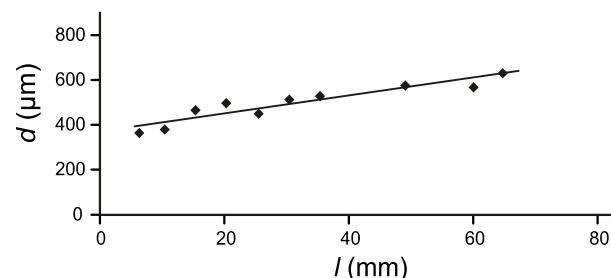
IV.96. ábra – A törések méreteloszlása a Do-54. fúrás kőzetanyaga alapján.

IV.2.6.1.2. NYITOTTSÁG

A repedés nyitottság adatok elemzésére – a hosszúságokhoz hasonlóan – a Do-54. fúrás magfotóit használtuk és feltételeztük, hogy az így kapott törvényszerűségek a teljes vizsgált területet jellemzik. A pontosabb mérés érdekében az eredeti képeket 400-szorosra nagyítottuk. Logaritmikus léptékben a mért nyitottság és az adott nyitottságú repedések száma között erős lineáris kapcsolatot találtunk ($r = 0.87$, 522 repedés alapján). A feltárt függvénykapcsolat szerint az adott nyitottságú repedések száma az $N = 2^{-1.9 \cdot \log a + 23}$ összefüggés alapján számolható.

IV.2.6.1.3. SUGÁR-NYITOTTSÁG KAPCSOLATA

A Do-54. magfotókon a hosszúság és nyitottság adatok mérésére is alkalmas több mint 300 repedés alapján vizsgáltuk a két paraméter kapcsolatát. Bár a primer mért adatok alapján szoros kapcsolatot nem tudtunk kimutatni, az 5 mm-es hosszúság intervallumok alapján számolt nyitottság átlagok igen erős korrelációs együtthatóval ($r = 0.93$) jellemezhető lineáris függést, $a_{\text{átl}} = 3.8 \cdot 10^{-3} \cdot l$ mutatnak (IV.97. ábra). Mindez – a kapcsolat léte, és a szimuláció során való alkalmazhatósága mellett – rámutat a nyitottság mérésének bizonytalanságára is. Az a/l arány nagyságrendileg megfelel a nyírásos repedések esetében általában megfigyelhető értékeknek (III.5.2.2. fejezet).



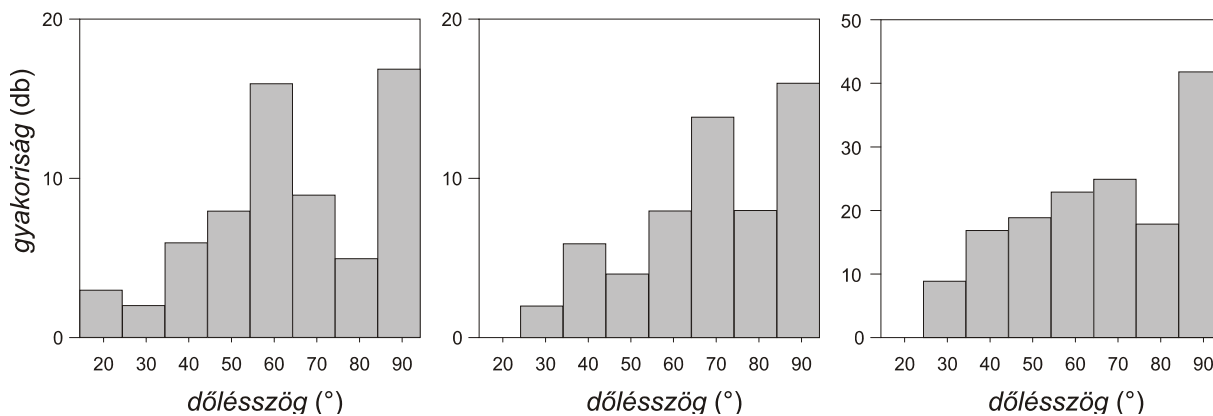
IV.97. ábra – A repedések sugara és a nyitottsága közötti kapcsolat a Do-54. fúrás kőzetanyaga alapján.

IV.2.6.1.4. IRÁNY

Amint azt korábban (IV.2.3.4. fejezet) kifejtettük, a szimuláció során vizsgált D4 repedésrendszer extenziós mozgások során keletkezett, gyakran konjugált párokat alkotó normálvetők formájában jelentkeznek. A CT felvételek elemzése (Do-23, 25, 52, 54, 21, 31) két, eltérő dőlésirányú, de hasonlóan meredek normálvető rendszert mutat, és igen gyakoriak a közel függőleges repedések is. A két fő vetőcsoport dőlésiránya közötti szög 40° és 70° között változik. A CT képek tanúsága szerint mindkét csoportot dominánsan részben nyitott repedések alkotják, így – a korábbiak alapján – a D4 eseményhez sorolhatók. Mivel a vizsgált normálvetők feltehetően közel függőleges maximális rövidüléssel jellemezhető deformáció térben keletkeztek, az eredeti konjugált törés párok feltehetően közel azonos dőlés szöggel, de ellenkező irányban dőltek.

Részletes vizsgálatainkat a dőlésszög adatok elemzésével kezdjük. Az általunk fúrómagon, illetve CT felvételen mért értékek mellett figyelembe vettük a különböző MOL jelentésekben fellelhető mérések eredményeit is; összesen több mint 500 dőlésérték kiértékelését végeztük el. Mivel – ellentétben a repedések hosszúság és nyitottság adataival – a dőlés viszonyokat lényegesen befolyásolják az egyes blokkok posztdeformációs mozgásai, ezt a paramétert blokkonként, önállóan kell vizsgálni. A D4 repedések dőlésértékei a területen definiált három nagyobb blokkban markáns kétmódusú eloszlást mutatnak (IV.98. ábra); az egyik módus mindhárom esetben 65° körül, a másik 90° körül jelentkezik. Ez arra utal, hogy az egykori függőleges irány, a konjugált párokat elválasztó szimmetriatengely kb. 15° -kal billent ki eredeti helyzetéből. A kapott érték igen jó egyezést mutat a breccsa síkok elemzése alapján kapottakkal, s a korábbiakat kiegészítve az alábbi D4 fejlődési modellt sugallják:

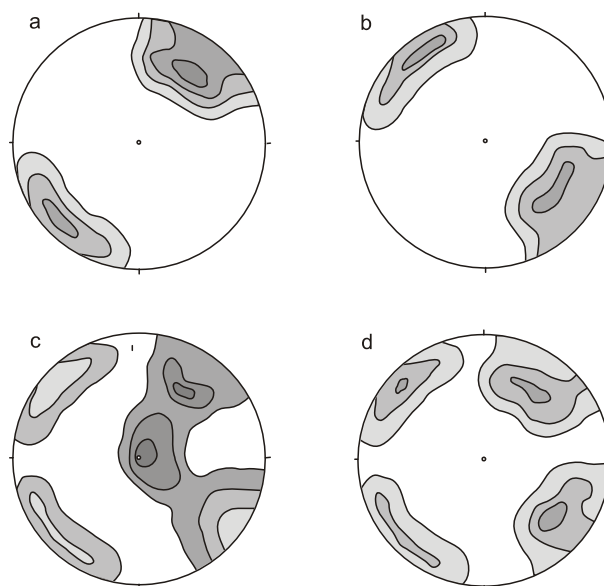
- Az általános extenziós tektonika miatt meredek vetők mentén kőzetblokkok képződtek. A blokkokon belül meredek konjugált vetőrendszerek alakultak ki.
- A tenziós térben jellemző „dominó” tektonika során a DDNY-ra, ill. az ÉÉNY felé eső blokkok lezökkentek.
- A „dominó” tektonika során fellépő geometriai problémák feloldása miatt a blokkok (s velük a breccsa zóna, valamint a D4 repedések) kb. 15° -kal kibillentek KÉK felé.



IV.98. ábra – A D4 repedések dőlésértékeinek eloszlása a három önállóan térképezett blokkban, magon végzett mérések alapján.

Ez a modell jól egyezik a szeizmikus feldolgozás által mutatott fő vetőirányokkal, s a regionális fejlődési képbe (Algyő magkomplexum háttere, RUMPLER & HORVÁTH, 1988) is beleillik. Mindezek alapján a repedések legvalószínűbb dőlésirányának a teljes területen a NYDNY-it és az ÉÉNY-it választottuk.

Mivel a feltárt dőlés értékek eloszlása analitikusan nehezen közelíthető, a szimulációhoz a fentieknek megfelelő 600 véletlen dőlés adatot generáltunk, mind a dőlés irány, mind a dőlés szög esetében $\pm 30^\circ$ hiba mellett. A dolomit breccsa horizontok esetében a D4 repedések mellett további dőlés értékek szerepelnek a $15^\circ \pm 15^\circ$ intervallumon belül. A négy mesterségesen előállított repedés irány eloszlást Schmidt-féle vetületben a IV.99. ábra mutatja.



IV.99. ábra – A modellezés során használt törés orientáció adatok Schmidt-féle vetületben. a) DNY-i dőlésű D4 vető; b) ÉÉNY-i dőlésű D4 vető; c) dolomit breccsa; d) tömeges gneisz

IV.2.6.1.5. TÉRBELI SŰRŰSÉG – FRAKTÁL DIMENZIÓK

A Do-54 fúrási dokumentációjában található magfotók alapján a repedéshálózatot 32 minta esetében digitalizáltuk. Emellett vizsgáltunk a Do-21, Do-23, Do-25, Do-29, Do-52, Do-54 (5 db minta) CT képeit. Azokban az esetekben, amikor legalább 40 db D4 repedést regisztráltunk, a középpontok fraktál dimenzióját „box-counting” módszerrel meghatároztuk.

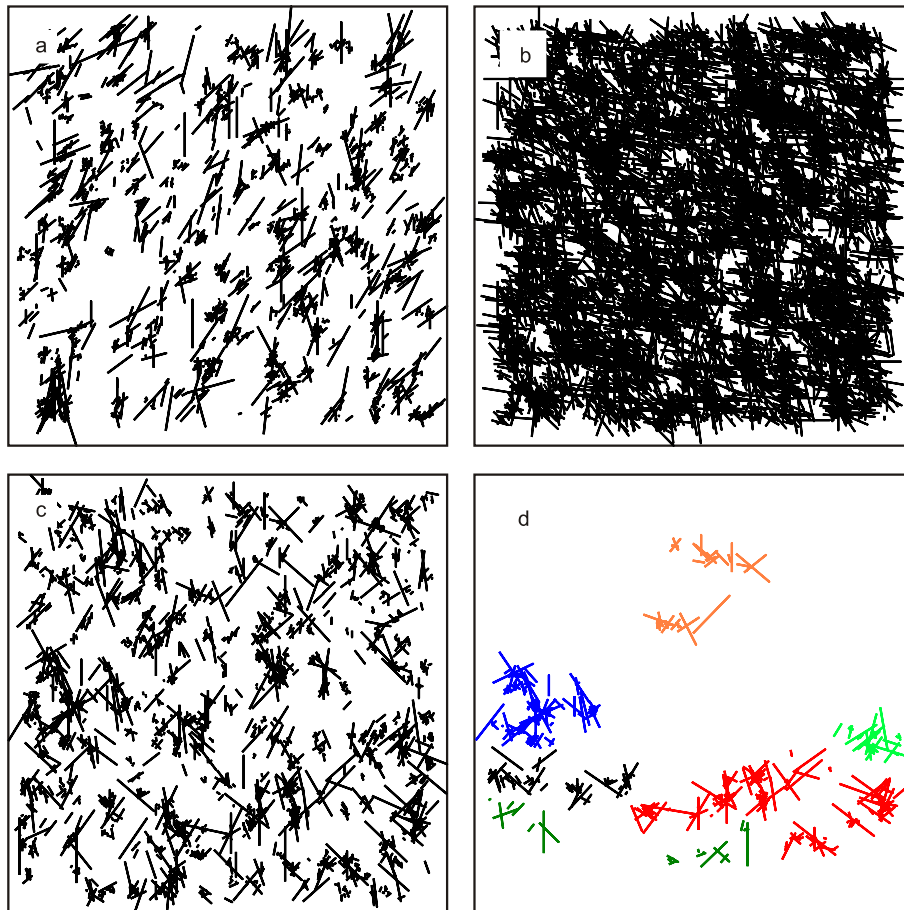
A repedés nyomhálózatok esetében a dimenzió érték 1.45 és 1.60 között változott. A repedésközéppontok esetében a maximális mért érték (1.88) a Do-54 fúrás dolomit breccsa közeli szakaszain (Do-54/10) jellemző, minimális értéket (1.06) a fúrás kompakt gneisz szakaszán (Do-54/3) mértünk. A többi számított dimenzió e két szélső érték közé esett. A mérési eredmények numerikusan fejezik ki azt a megfigyelést, miszerint a Dorozsma környéki aljzatban a repedéssűrűség a dolomit breccsa szakaszokon éri el a maximumát. Néhány, a kőzetfizikai vizsgálatok által is kiemelkedően töredezettnek talált zónában (pl. Do-54/2, $D = 1.72$) a dimenzió megközelítette a breccsa zóna közelében jellemzőt.

A részletesebb litológiai tagolást is figyelembe véve látható, hogy a felső és az alsó gneisz zónák közel azonos dimenzió értékkel jellemezhetők a Do-54 fúrás mentén, s ez alapján a teljes vizsgált területen is. Amennyiben a felső és alsó gneisz csoporton belül megkülönböztetünk különböző kőzettípusokat, az alábbiakat kaphatjuk (IV.22. táblázat):

- a fúrás felső szakaszán igen alacsony a repedéssűrűség, s így az azt leíró dimenzió érték is;
- a gránátos amfibolit (retrográd eklogit) minták repedezettsége megközelíti a dolomit breccsáét;
- a felső gneisz minták a fúrás legfelső szakaszától eltekintve átlagos repedezettségűek, a repedezettség mértéke a dolomit márvány zóna környezetében megnő;
- az alsó gneiszen belül az amfibolit repedezettsége meghaladja a kloritos gneiszt.

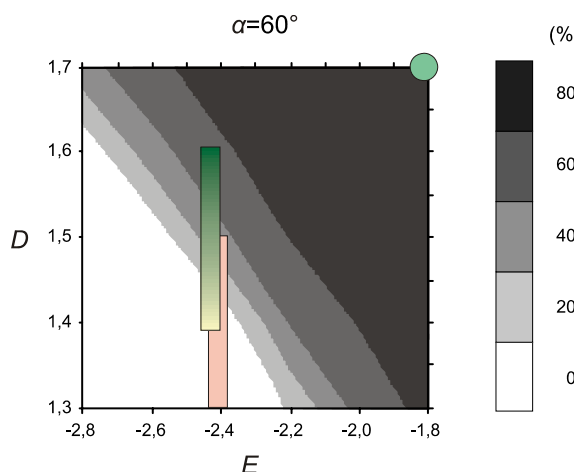
IV.2.6.2. A SZIMULÁLT TÖRÉSRENDSZER

Hasonlóan a IV.1.8. fejezetben alkalmazott vizsgálati sémához, először egyenként elemezzük a fontos kőzettípusok perkolációs viszonyait. Ez alapján a felső gneisz tömeg töréseinek mindössze $< 2\%$ -a alkot kommunikáló rendszert (IV.100.a. ábra), míg a dolomit márvány horizont repedéshálózata közel száz százalékban összefüggő (IV.100.b. ábra). Az alsó gneisz kőzetani összetételét a sűrűn repedezett amfibolit, és a viszonylag kevés törést tartalmazó kloritos gneisz együttese jellemzi. A kőzettest szimulációjának eredménye – a cellák 30% -át egyenletes térbeli eloszlással amfibolitnak feltételezve – azt mutatja, hogy a repedésrendszer számos, egymással nem kommunikáló részrendszerre esik szét (IV.100.c., d. ábrák).



IV.100. ábra – Jellemzőes töréshálózat geometria a meghatározó dorozsmai kőzettípusokban. a) felső gneisz; b) dolomit breccsa; c) alsó gneisz (teljes hálózat); d) alsó gneisz (maximális méretű kommunikáló alrendszerek)

Mindezzel analóg képet mutatnak a kőzettípusok a megfelelő E - D - α nomogramon való helyzetük alapján (IV.101. ábra). A felső gneisz a breccsa zóna közelében jellemző maximális D_3^c értékek (~ 1.5 ; v.ö. IV.22. táblázat) esetén is csak kis mértékben kommunikáló rendszert alkot; míg az alsó gneisz töréshálózata a teljes dimenzió spektrumon (D_3^c : 1.4 – 1.6; v.ö. IV.22. táblázat) a 20-60 %-ban összefüggő, bizonytalanul vizsgálható tartományban marad.



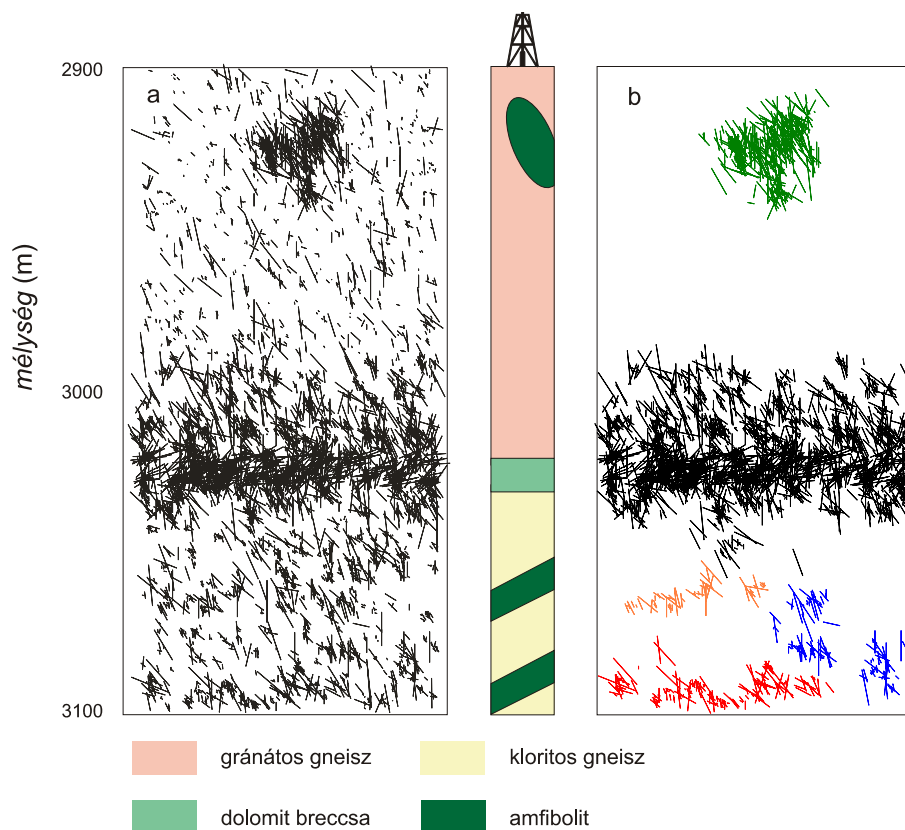
IV.101. ábra – A jellemzőes dorozsmai litológiai típusok helyzete a megfelelő E - D - α nomogramon.

Összességében a felső gneisz típusok kis D_3^c és nagy E értékeikből következően lényegében impermeábilis közeget alkotnak, a kőzetben jelentős mértékű fluidum áramlás kizárólag a szeizmikus méretű vetők, illetve a dolomit breccsa zóna környezetében képzelhető el. Hasonlóan viselkedhet a dolomit márvány horizont alatti kloritos gneisz tömeg is, bár itt gyakoriak a jól repedezett amfibolit betelepülések. A fő litológiai egységek közül

repedezettség szempontjából kiemelkedik a dolomit breccsa zóna.

IV.2.6.3. KÚTKÖNYEZETI MODELL (Do-54)

A dorozsmai aljzat központi, minden szempontból részletesen vizsgált fúrása (Do-54) környezetében mindezek alapján lehetőség van a repedettség valódi térbeli helyzetben történő elemzésére. A töréshálózat paraméterezése a fenti adatokon, valamint a petrológiai és lyukgeofizikai eredményeken nyugvó kőzetváz modellen (IV.2.4. fejezet) alapul. A modellezés végeredménye (IV.102.a. ábra) szerint a teljes törésrendszeren belül a dolomit breccsa zónában kialakuló kommunikáló részrendszerhez a felső gneisz zóna alsó szakasza is kapcsolódhat, kiszélesítve ezzel a potenciális tároló teret (IV.102.b. ábra). További összefüggő alrendszerek a felső gneisz metabázikus betelepülései esetében várhatók, melyek azonban nincsenek kapcsolatban a breccsa horizonttal. Az alsó gneisz alapvetően impermeábilis; töréshálózata – a korábbiakkal egyetértésben – számos apró egységre esik szét.



IV.102. ábra – A Do-54. sz. fúrás kőzetoszlopa és kútkörnyezeti törésmodellje. a) teljes töréshálózat; b) kommuikáló részrendszerek

A hidrodinamikai paraméterek becslése során minden 10 méteres intervallumon száz számítást végeztünk. Ezek átlaga alapján a felső gneisz porozitása $\Phi \sim 0.5 \pm 0.3 \%$, az esetleges metabázikus betelepülések esetén $1.5 - 3.0 \%$ körül becsülhető. A gneisz-dolomit kontaktus közelében $\Phi \sim 2 - 5 \%$, míg az alsó gneisz esetében $\Phi \sim 1.1 \pm 0.7 \%$ várható. A perkolációs küszöb alatti törésrendszerrel jellemzett két gneisz blokkban ugyanakkor az effektív porozitás, természetesen, a fenti alacsony értéket sem éri el. A dolomit breccsa zóna központi részén $\Phi \sim 16.4 \pm 3.3 \%$; amely kiugróan magas értékekhez hasonlókat becsülhetők a megfelelő karotázs értelmezések alapján is ($> 15 \%$; MOL RT., NEM PUBLIKÁLT).

Permeabilitás tenzort csak a kommunikáló repedésrendszerek esetében számoltunk. A permeabilitás anizotrópiája (vetikális/horizontális) a dolomit breccsa esetében ~ 1.1 , egyébként $1.4 - 1.6$ között alakul. A mérvadó vízszintes permeabilitás értéke a felső gneisz amfibolit betelepülései esetében $\sim 8.4 \cdot 10^{-13} \text{ m}^2$, a felső gneiszben a breccsa zóna fölött $\sim 1.6 \cdot 10^{-12} \text{ m}^2$, a dolomit márványban $\sim 1.1 \cdot 10^{-11}$, az alsó gneiszben $\sim 5.6 \cdot 10^{-13} \text{ m}^2$ körül becsülhető.

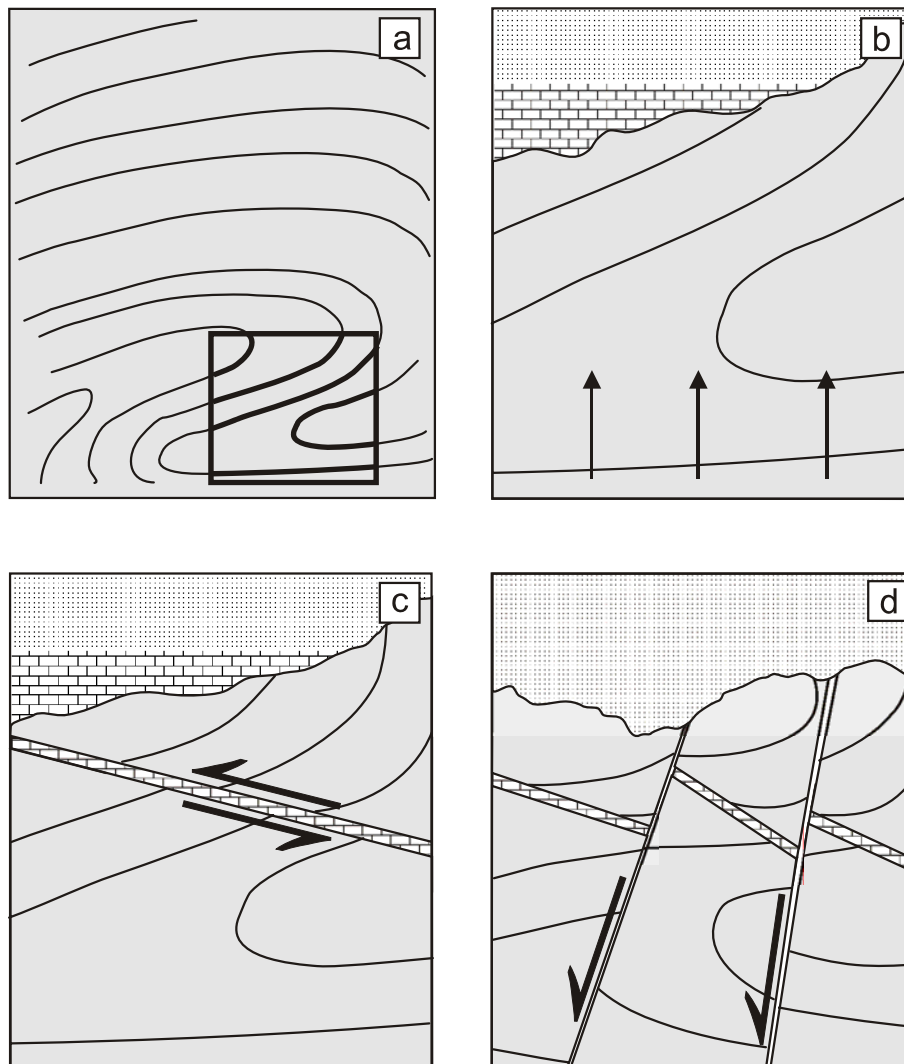
IV.2.7. REPEDEZETT TÁROLÓMODELL

Összefoglalóan, a terület közettani, deformációtörténeti és paleohidrológiai elemzése alapján, az ismert geofizikai eredményekkel összhangban, figyelembe véve az irodalmi adatokat is, a Dorozsma környéki kristályos aljzat rezervoár tulajdonságait meghatározó földtani fejlődéstörténet az alábbiakban foglalható össze (IV.103. ábra).

1. A polimetamorf evolúció utolsó progresszív állomásaként magas hőmérsékletű nyírás, majd rekrisztallizáció zajlott, amely penetratív, vízszinteshez közeli irányú foliációt eredményezett (IV.103.a. ábra). A D2 deformáció feltételezhetően variszkuszi korú (LELKES-FELVÁRI & TSAI., 2005).
2. Az aljzat kiemelkedésével (IV.103.b. ábra) együtt járó lehűlés eredményeként irányokhoz egyértelműen nem köthető, atektonikus litoklázis rendszer alakult ki. Kora a Do-32 fűrásban mért cirkon FT adat alapján triász ($\sim 232 \text{ Ma}$, DUNKL, 1994).
3. Ezt követően keletkeztek a D3 inverz vetők menti nyírási zónák. A közzettest örökölt anizotrópiája és a kis kompetencia különbség miatt a gneisz/csillámpala tömegben törésrendszer nem alakult ki, a deformációt klorit-szericit nyírási sávok jelzik. Jelentős kiterjedésű kataklázit/vetőbreccsa zóna keletkezett ugyanakkor a nagy kompetencia különbségű dolomit márvány – gneisz érintkezés mentén. Az ismeretlen korú, dolomit

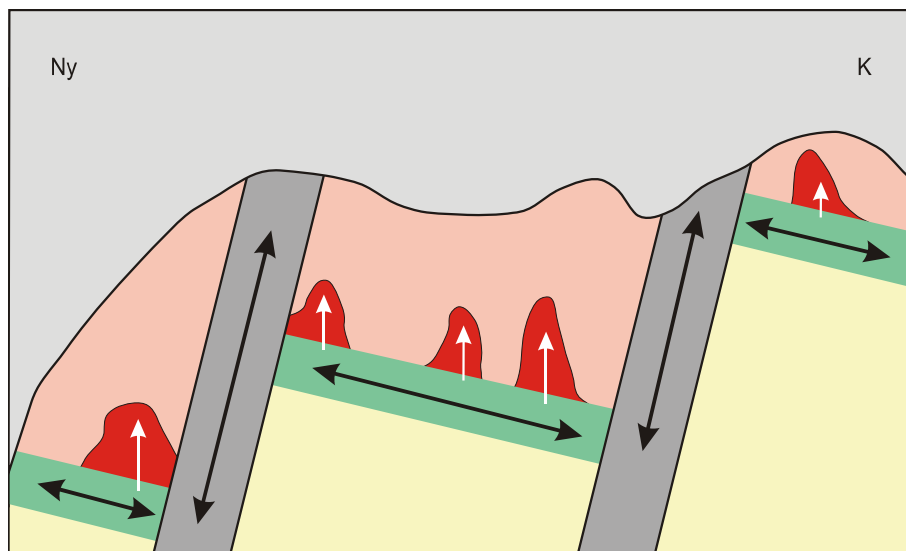
márvány zóna e mozgások eredményeként került mai szerkezeti helyzetébe (IV.103.c. ábra). A Pannon-medence aljzatában általános takaróképződés analógiája alapján a mozgás korára kora-kréta valószínűsíthető.

4. Ismeretlen eredetű granitoid test utómagmás hatásaként pneumatolitos/hidrotermás metasomatózis (greizenesedés) és teléres képletek kialakulása zajlott. A magmás test összetétele, kora, helyzete ismeretlen. Mindenképpen fiatalabb a D3 nyírt zónákat és katakláizot kialakító mozgásoknál, így kapcsolódhat pl. az Erdélyben és a Vajdaságban jól ismert banatitokhoz (SZEDERKÉNYI, 1984; SZALAY, 1977). Véleményünk szerint erre az eseményre vonatkoznak a LELKES-FELVÁRI & TSAI (2005) által meghatározott muszkovit Ar/Ar koradatok, így kora késő-kréta.
5. Mint azt geofizikai és termokronológiai adatok is megerősítik, a Pannon-medence kinyílásával szinkron algyői metamorf magkomplexum kialakulása során a dorozsmai terület a komplexum fedő szárnyán helyezkedett el. Ennek megfelelően blokkosan feldarabolódott, majd – az algyői szerkezet fő irányait is figyelembe véve – az egyes blokkok antitetikus vetők mentén rotáltak. Az aljzatot jelenleg a lezökkent és KÉK felé kibillent blokkok mozaikja jellemzi. Normál vetők menti mozgás eredményeként jelentős mértékű dilatációval jellemezhető törésrendszer alakult ki (D4; IV.103.d. ábra)). Kora, alföldi analógiák alapján neogén, s a Pannon-medence kinyílásához kapcsolódik.
6. A meredek vetőket elsősorban kalcit cementálta.



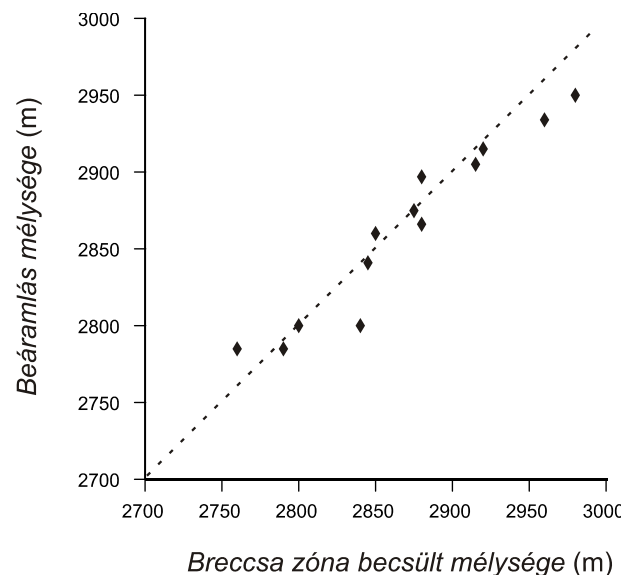
IV.103. ábra – A Dorozsma környéki kristályos aljzat fejlődésének fő lépései. a) Variszkuszi polimetamorf evolúció; b) posztorogén kiemelkedés (~232 Ma körül FT kor); c) kis mélységben kompressziós tektonika, exotikus kőzetek (elsősorban dolomit) nyíródnak be a kristályos komplexumba; d) a neogén extenzió hatására kibillent blokkok alakulnak ki. (részletek a szövegben)

Petrofizikai mérések alapján kimutattuk, hogy számottevő tárolóteret és migrációs útvonalat kizárólag a dolomit breccsa zónák és a D4 törésrendszer alkothat. A töréshálózat modellezés mindazonáltal azt mutatta, hogy az igen jól foliált gneiszben összefüggő törésrendszer kialakulása kevésbé valószínű, a perkolációs küszöböt el nem érő hálózat számos kisméretű, egymással nem kommunikáló térrészre esik szét. A blokkokat elválasztó meredek D4 vetők környezete ugyanakkor összefüggő rendszert alkot. A Dorozsma kutatási területen a repedésrendszer számottevő másodlagos porozitást adó szerkezeti elemei, s ezek térbeli kapcsolatának fő jellemzői tehát az alábbiak (IV.104. ábra, v.ö. IV.103.d. ábra):



IV.104. ábra – A Dorozsma kristályos tároló elvi modellje.

1. KÉK irányú, 15° körüli dőléssel jellemezhető, néhányszor 10 m vastag dolomit breccsa horizont. Későbbi vetők felszabdalták, de kisszögű dőlését minden blokkban megtartotta. Ezáltal – blokkonként – a laterális kommunikáció fő területe.
2. Meredek, NYDNY, ill. ÉÉNY elvetési irányú normálvető zónák. Az egyes blokkok határait definiálva az eltérő mélységbe zökkent dolomit breccsa szintek közötti vertikális kapcsolatot biztosítják.
3. Konjugált normálvetőkből álló szubszeizmikus méretű törésrendszerek az egyes kőzetblokkok tömegében. A laterális kapcsolat hiányában főleg a breccsa horizont fölötti régió áll kapcsolatban a nagy kommunikáló rendszerekkel. A dominánsan gneisz anyagú blokkok belsejében jelentős méretű összefüggő repedésrendszerekre kizárólag az amfibolit betelepülések esetében számíthatunk.



IV.105. ábra – A maximális beáramlást adó zónák és a dolomit kataklázit becsült mélysége dorozsmai kutakban.

A fent vázolt fejlődéstörténetnek megfelelően a fő tárolóteret alkotó dolomit breccsa a terület nyugati oldalán viszonylag nagy mélységben található, míg keleti oldalán lepusztult, s itt a kréta feltolódás feküjét adó alsó gneisz tömeg alkotja az aljzat felszínét. A rezervoár elvi modelljét alátámasztják a szénhidrogén ipari termelési tapasztalatok is, amennyiben a legintenzívebb fluidum beáramlást a legtöbb termelő kút a breccsa zóna becsült mélységében mutatta (IV.105. ábra). A magvizsgálatok alapján körvonalazható repedezett tároló modell ezzel együtt természetesen önállóan nem elegendő a dorozsmai metamorf rezervoár működésének megértéséhez, eredményeinket ötvözni kell a megfelelő szeizmikus, lyukgeofizikai, kúthidraulikai vizsgálatokkal és a termelési tapasztalatok alapján levonható következtetésekkel is (v.ö. III.29. ábra).

V. ÖSSZEFOGLALÁS

Dolgozatom célja annak elemzése volt, hogy a fűrőmagok részletes vizsgálata milyen módon járulhat hozzá a repedezett metamorf fluidum tárolók hidrodinamikai működésével kapcsolatos információ bővítéséhez. Az alkalmazott, sokféle szempontot figyelembevevő analitikus megközelítéssel alapvetően négy kérdéscsoportra kaphatunk választ; megfelelő elemzésekkel a kőzetek petrológiai, törésgeometriai, petrofizikai és paleohidrológiai tulajdonságai nyomozhatók.

A petrográfiai, s az ezen alapuló geokémiai, termobarometriai és geokronológiai értelmezések fontos eredménye a vizsgált kőzettestet felépítő kőzetminták P - T - t - d evolúciójának rekonstrukciója. E mellett – s ezzel összefüggésben – a petrológiai értelmezés az alapja a minták kőzettani alapú klasszifikációjának, ami továbbá elvezethet a kőzettani eredmények térbeli kiterjesztéséhez, azaz az eltérő fejlődésű kőzetblokkok definiálásához is. A kapott térmodellek az ideális kőzetoszloptól a valódi 3D kőzetváz modellig terjednek, mely utóbbi bizonytalansága jelentős mértékben csökkenthető megfelelő geofizikai információ integrálásával.

A töréses deformáció elemek szerkezetföldtani vizsgálata mellett a törésmintázat geometriai analízise szolgáltatja azt az információt, amely a repedéshálózat modellezés alapadatbázisát jelenti. A rendelkezésre álló adatok függvényében eltérő komplexitású és funkciójú töréshálózatok szimulációja lehetséges. A legáltalánosabb megközelítés a különböző reológiai tulajdonságokkal jellemezhető kőzettípusok repedezettségének elemzése, térbeli helyzetüktől függetlenül. Az ideális kőzetoszlop – mint térmodell – alapján a rezervoár repedésrendszerének általános érvényű modellje adható, s megfelelő magvizsgálati, esetleg kútgeofizikai adatok integrálásával valódi kútkörnyezeti törésmodell is generálható.

Mivel a repedezett kőzettestek petrofizikai tulajdonságaihoz tartozó REV méretek nagyságrendekkel meghaladják a fűrőmag jellemző mérettartományát, a jellemző porozitás és permeabilitás értékek a közvetlen mérés helyett a szimulált törésrendszer elemzésével becsülhetők. Nem elhanyagolható ugyanakkor a megfelelően választott petrofizikai mérési módszerek, esetünkben a Computer Tomográfia szerepe sem. Alkalmazásával a komplex deformáció-cementáció történet eredményeként kialakult repedezett kőzetekben kijelölhetők azok a deformációs elemek, melyek aktív hidrodinamikai működést mutatnak, s így a töréshálózat szimuláció során figyelembe veendők.

A repedésrendszernek a földtörténeti múltban történt hidrodinamikai működéséről, a fluidum-kőzet kölcsönhatások fizikai, kémiai viszonyairól a cementásványok elemzésével kaphatunk választ. Az ásványszekvencia azonosítása, majd az egymást követő fázisok ásványkémiai, termobarometriai, fluidum zárvány mikrotermometriai és analitikai, esetleg palinológiai vizsgálata az áramlási rendszer tulajdonságainak térbeli és időbeli változásáról tájékoztat, s elvezethet a recens áramlási rendszer törvényszerűségeinek megértéséhez.

Az alkalmazott vizsgálati rendszer (v.ö. *III.10. fejezet*) összes részterületén rendelkezésre állnak viszonylag nagy pontosságú, de időigényes és költséges eljárások, valamint robosztus, nagyobb bizonytalanságú módszerek is. Azt, hogy az adott probléma megoldása során mely egyedi metodikák használata a célravezető, minden esetben önálló elemzés döntheti csak el.

A dolgozatban két mintaterület komplex elemzésével foglalkoztunk. Míg a Békési-medence északi oldalának metamorf kiemelkedései esetében célunk a lehető legrészletesebb feldolgozás volt, a Dorozsma metamorf rezervoár vizsgálata az alkalmazott földtani célú, robosztus elemzés példája.

Bár a két terület földtani fejlődéstörténete, jelenlegi felépítése részleteiben lényegesen eltér egymásétól, összevetésükkel az alföldi metamorf rezervoárok számos közös jellemzője vázolható. Az aljzat mindkét területen eltérő P - T - t - d fejlődésű metamorf kőzettestek mozaikjaként értelmezhető; az egyes blokkok szükségképpen posztmetamorf tektonikai folyamatok eredményeként kerültek egymás mellé. Ezen mozgások jelentős része a töréses deformációs térben zajlott, számottevő kiterjedésű nyírási zónákat hozva létre. Mindkét területen ezek a horizontok mutatják a legintenzívebb repedezettséget, s így feltehetően a fluidum áramlás és tárolás fő színterei.

Részben az egyes szerkezeti egységek eltérő deformációtörténete, részben a jellemző kőzeteik közötti reológiai különbségek miatt az aljzat repedezettségének térbeli eloszlása rendkívül egyenetlen. A homogén gneisz blokkokban a törések rendszerint nem alkotnak összefüggő hálózatot; a repedések elhalnak a palássági síkokon, az alacsony hőmérsékletű deformáció során az örökölt irányított szerkezetek újulnak fel, intenzív retrográd átalakulás kíséretében. Ezzel szemben a metabázikus kőzettestekre mindkét területen sűrű repedezettség és kommunikáló törésrendszerek kialakulása a jellemző. Ennek következtében az amfibolitok esetében a REV méret jóval kisebb, míg a becsülhető porozitás és permeabilitás értékek szignifikánsan nagyobbak a gneiszben számíthatónál. Összességében a metamorf aljzatot hidrodinamikai szempontból permeábilis és impermeábilis blokkok mozaikja alkotja, ahol a rezervoárok kommunikáló törésrendszerei litológiai kontroll alatt állnak.

A repedések cementációs folyamatainak vizsgálata a SzD esetében folyamatosan emelkedő, majd ismételten süllyedő aljzatot igazolt. A cementáció során a mélységi fluidumok szerepét fokozatosan meteorikus vizek vették át; melyek a metamorf közettömegben keresztülszivárogyva aktív részesei lehettek a medenceüledékek diagenézisének is. A mélymedencék és a metamorf aljzat folyamatos hidrodinamikai kapcsolatát bizonyítják a cement kvarcba zárt szénhidrogén zárványok, melyek részterületenként markánsan eltérő összetétele – a repedéshálózat modellezés eredményeivel összhangban – nem kommunikáló részrendszerek egyidejű jelenlétére utal a repedezett rezervoárban. Az aljzat törésrendszerén keresztül a vizsgált metamorf komplexumok jelenleg is aktív hidrodinamikai kapcsolatban állnak üledékes környezetükkel, s akár szénhidrogén, akár geotermikus rezervoárként a további kutatások fontos célterületei lehetnek.

A fűrómag pótolhatatlan érték. A magvizsgálatok tervezése és végrehajtása során a legfontosabb feladat a rezervoár működése szempontból releváns részkérdések pontos definiálása, a megfelelő módszerekkel történő elemzés, majd az eredményeknek a vizsgálati rendszer hierarchikus modelljeiben való integrálása. Így kaphatjuk meg mindazt az információt, ami a felszín alatti képződmények múltbeli fejlődésének és jelenlegi felépítésének megértéséhez, valamint jövőbeli alkalmazásukhoz a kulcsot jelenti.

IRODALOM

- Akin, S., Demiral, B., Okandan, E. (1996): A novel method of porosity measurement utilizing computerized tomography. *In Situ*, 20, 347– 365.
- Akin, S., Schembre, J. M., Bhat, S. K., Kovsky, A. R. (2000): Spontaneous imbibition characteristics of diatomite. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 25/3-4, 149– 165.
- Akin, S., Kovsky, A. R. (2003): Computed tomography in petroleum engineering research. Eds.: Mees, F., Swennen, R., Van Geet, M., Jacobs, P., Application of X-ray Computed Tomography in the Geosciences. *Geological Society of London, Special Publications*, 215, 23-38.
- Albu, I., Pápa, A. (1992): Application of high-resolution seismics in studying reservoir characteristics of hydrocarbon deposits in Hungary. *Geophysics*, 57/8, 1068-1088.
- Allègre, C. J., Treuil, M., Minster, J. F., Minster, B., Albarède, F. (1977): Systematic use of trace element in igneous processes. Part I: Fractional crystallization processes in volcanic suites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 60, 57-75.
- Allègre, C., J., Le Mouel, J. L., Provost, A. (1982): Scaling rules in rock fracture and possible implications for earthquake prediction. *Nature*, 297: 47-49
- Allen, T. O., Roberts, A. P. (1982): Production Operations. Tulsa: Oil and Gas Consultants International, Inc., 113-169.
- Almási, I. (2001): Petroleum Hydrogeology of the Great Hungarian Plain, Eastern Pannonian Basin, Hungary. PhD értekezés, University of Alberta, pp. 312.
- Almási, I., Tóth, J. (1997): Basinal hydraulics and its relevance to petroleum migration and exploration in the Pannonian Basin, a preliminary assessment; water-flow fields and related phenomena. In: Canadian Society of Petroleum Geologists–Society For Economic Paleontologists and Mineralogists Joint Convention, Belfast, Canadian Society of Petroleum Geologists-Society for Economic Paleontologist and Mineralogists, Calgary, Canada-Tulsa, 22.
- Almási, I., Tóth, J. (2000): Interpretation of observed fluid potential patterns in a deep sedimentary basin under tectonic compression: Hungarian Great Plain, Pannonian Basin. *Geofluids*, 1, 11-36.

- Arizabalo, R. D., Oleschko, K., Korvin, G., Ronquillo, G., Cedillo-Pardo, E. (2004): Fractal and cumulative trace analysis of wire-line logs from a well in a naturally fractured limestone reservoir in the Gulf of Mexico. *Geofísica Internacional*, 43/3, 467-476.
- Armstrong, M. (1984): Common problems seen in variography. *Mathematical Geology*, 16/3, 305-313.
- Artioli, G., Quartieri, S., Deriu, A. (1995): Spectroscopic data on coexisting prehnite-pumpellyite and epidote-pumpellyite. *Canadian Mineralogist*, 33, 67-75.
- Balázs, E. ed. (1984): Az Alföld prekambriumi-, paleozóos-, triász-, jura és alsókréta korú képződményeinek összefoglaló áttekintése a mezozóos és idősebb összletek szénhidrogén prognózisa szempontjainak megfelelően; I. Prekambrium-paleozoikum SZKFI, Kézirat
- Balázs, E., Cserepes-Meszéna, B., Nusszer, A., Szili-Gyémánt, P. (1986): An attempt to correlate the metamorphic formations of the Great Hungarian Plain and the Transylvanian Central Mountains (Muntii Apuseni). *Acta Geologica Hungarica*, 29/3-4, 317-320.
- Balintoni, I., Balica, C., Cliveți, M., Li-Qiu L., Hann, H. P., Chen, F. (2007a): The intrusion age of the Muntele Mare Variscan granite (Apuseni Mountains). *Geologica Carpathica*, leadva.
- Balintoni, I., Balica, C., Cliveți, M., Li-Qiu, L., Hann, H. P., Chen, F. (2007b): Paleogeographic and plate tectonic significance of single crystal zircon ages in a few orthogneisses and Vinta granite from the Baia de Aries sequence (Apuseni Mountains, Romania). *International Journal of Earth Sciences*, leadva.
- Balogh, K., Barabás, A., Majoros, Gy. (1973): Der heutige Stand der Kenntnis des Karbons und Perms in Ungarn. *Veröff. Zentralinst. Physik der Erde*, 14, 454-475.
- Balogh, Kad. (1985): K/Ar dating of Neogene volcanic activity in Hungary: technics, experiences and methods of chronological studies. ATOMKI Reports D/1, 277-288.
- Balogh, Kad. (1999): K/Ar módszeres földtörténeti kutatások, a módszer alkalmazási lehetőségeinek kiterjesztése. OTKA zárójelentés, pp. 15.
- Bárdossy, A., Bogárdi, I., Kelly, W. E. (1988): Imprecise (fuzzy) information in geostatistics. *Mathematical Geology*, 20, 287- 311.
- Bárdossy, A., Bogárdi, I., Kelly, W. E. (1990a): Kriging with imprecise (fuzzy) variograms. I. Theory. *Mathematical Geology*, 22, 63-79.

Bárdossy, A., Bogárdi, I., Kelly, W. E. (1990b): Kriging with imprecise (fuzzy) variograms. II. Application. *Mathematical Geology*, 22, 81-95.

Barton, C. C. (1995): Fractal analysis of scaling and spatial clustering of fractures. In: Barton, C. C., La Pointe, P. R. (eds.): *Fractals in the Earth Sciences*. Plenum Press, New York, pp. 168.

Barton, C. C., Larsen, E. (1985): Fractal geometry of two-dimensional fracture networks at Yucca Mountain, Southwestern Nevada. In: Stephanson, O. (ed.): *Proc. Int. Symp. on Fundamentals of Rock Joints*, 77-84

Bean, C. J. (1996): On the cause of 1/f-power spectral scaling in borehole sonic logs. *Geophysical Research Letters*, 23, 3119-3122.

Bear, J. (1972): *Dynamics of fluids in porous media*. Elsevier, Amsterdam. pp. 784.

Bérczy-Makk, A., Császár, G., Nusszer, A. (1997): A Mecseki Zóna közép-alföldi mezozóos aljzatának sztratigráfiai értékelése és fejlődéstörténeti vázlat. *Földtani Közlöny*, 126/2-3, 185-207.

Berman, R. G. (1988): Internally-Consistent Thermodynamic Data for Minerals in the system $\text{Na}_2\text{O-K}_2\text{O-CaO-MgO-FeO-Fe}_2\text{O}_3\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-TiO}_2\text{-H}_2\text{O-CO}_2$. *Journal of Petrology*, 29, 445-522.

Berman, R. G. (1991): Thermobarometry using multi-equilibrium calculations: a new technique, with petrological applications. *Canadian Mineralogist*, 29, 833-855.

Bhatia, M. R. (1983): Plate tectonics and geochemical composition of sandstone. *Journal of Geology*, 91, 611-627.

Bhatia, M. R., Crook, K. A. W. (1986): Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 92, 181-193.

Bhattacharya, A., Mohanty, L., Maji, A., Sen, S.K., Raith, M. (1992): Non-ideal mixing in the phlogopite annite binary: constraints from experimental data on Mg-Fe partitioning and a reformulation of the biotite-garnet thermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 111, 87-93.

Blatt, H. (1992): *Sedimentary Petrology*. W.H. Freeman and Company, New York, pp. 514.

- Bloomfield, J. (1996): Characterization of hydrogeologically significant fracture distributions in the Chalk: an example from the Upper Chalk of southern England. *Journal of Hydrology*, 184, 355-379.
- Blum, P. (2004): Upscaling of Hydro-Mechanical Processes in Fractured Rock. PhD értekezés, University of Birmingham, pp. 284.
- Bodnar, R. J. (1992): Revised equation and table for freezing point depressions of H₂O-salt fluid inclusions. *Pacofi IV*, Lake Arrowhead, CA, 14, 15.
- Bodnar, R. J. (1993): Revised Equation and Table for Determining the Freezing Point Depression of H₂O-NaCl Solutions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57, 683-684.
- Bogner, P., Földes, T., Závoda, F., Repa, I. (2003): A CT és MR vizsgálatok lehetőségei a szénhidrogénkutatásban. *Magyar Radiológia*, 231-237.
- Bohlen, S. R., Liotta, J. J. (1986): A barometer for garnet amphibolites and garnet granulites. *Journal of Petrology*, 27, 1025-1034.
- Bonnet, E., Bour, O., Odling, N. E., Davy, P., Main, I., Cowie, P., Berkowitz, B. (2001): Scaling of fracture systems in geological media. *Reviews of Geophysics*, 39/3, 347–383.
- Bour, O., Davy, P. (1997): Connectivity of random fault networks following a power law fault length distribution. *Water Resources Research*, 33, 1567-1583.
- Brandon, M.T., Roden-Tice, M.K. and Garver, J.I. (1998): Late Cenozoic exhumation of the Cascadia accretionary wedge in the Olympic Mountains, NW Washington State. *Geological Society of America Bulletin*, 110, 985–1009.
- Bredehoeft, J. D., Blyth, C. R., White, W. A., Maxey, G. B. (1963): Possible mechanism for concentration of brines in subsurface formations. *AAPG Bulletin*, 47, 257–269.
- Brown, T., Berman, R. G., Perkins, E. H. (1988): GeO-Calc: a software package for calculation and display of pressure-temperature-composition phase diagrams using an IBM or compatible personal computer. *Computers and Geosciences*, 14/3, 279-289.
- Brykina N. A., Halden N. M., Ripinen O. I. (2002): Oscillatory Zoning in an Agate from Kazakhstan: Autocorrelation Functions and Fractal Statistics of Trace Element Distributions. *Mathematical Geology*, 34/8, 915-927.
- Bucher, K. (1987): A recalibration of the chlorite-biotite-muscovite geobarometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 96/4, 519-522.

- Cacas, M. C., Daniel, J. M., and Letouzey, J. (2001): Nested Geological Modeling of Naturally Fractured Reservoirs. *Petroleum Geoscience*, 7, S43-S52.
- Campos, I., Balankin, A., Bautista, O., Ramírez, G. (2005): Self-affine cracks in a brittle porous material. *Theoretical and Applied Fracture Mechanics*, 44/2, 187-191.
- Carrera, J., Heredia, J., Vomvoris, S., Hufschmied, P. (1990): Modeling of flow on a small fractured monzonitic gneiss block. In: Neuman, S. P., Neretnieks, I. (eds.): Hydrogeology of low permeability environments. International Association of Hydrogeologists, *Hydrogeology*, 2, 115-167.
- Carswell, D. A., O'Brien, P. J., Wilson, R. N., Zhai, M. (1997): Thermobarometry of phengite-bearing eclogites in the Dabie Mountains of central China. *Journal of Metamorphic Geology*, 15, 239–252.
- Castaing, C., Genter, A., Bourguine, B., Chilès, J. P., Wendling, J., Siegel, P. (2002): Taking into account the complexity of natural fracture systems in reservoir single-phase flow modelling. *Journal of Hydrology*, 266, 83–98.
- Castro, A., Moreno-Ventas, I., De la Rosa, J., D. (1991): H-type (hybrid) granitoids: a proposed revision of the granite-type classification and nomenclature. *Earth Science Reviews*, 31, 237-253.
- Cathelineau, M. (1988): Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. *Clay Minerals*, 23, 471-485.
- Cesare, B., Rubatto, D., Hermann, J., Barzi, L. (2002): Evidence for Late Carboniferous subduction-type magmatism in mafic-ultramafic cumulates of the SW Tauern window (Eastern Alps). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 142/4, 449-464.
- Chakravarthy, D. (2005): Application of X-Ray CT for investigation fluid flow and conformance control during CO₂ injection in highly heterogeneous media. MSc értekezés, Texas A&M University, pp. 113.
- Chatterjee N. D., Krüger R., Haller G., Olbricht W. (1998): The Bayesian approach to an internally consistent thermodynamic database: theory, database, and generation of phase diagrams. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 133, 149-168.
- Cherkaev, E., Khan, A. H., Tripp, A. C. (2000): Fracture surface characterization through X-Ray Tomography. Proceedings of the 25th Workshop on Geothermal Reservoir Engineering Stanford University, SGP-TR-165.

- Chiang, W. H., Kinzelbach, W. (2005): 3D-Groundwater Modeling with PMWIN, A Simulation System for Modeling Groundwater Flow and Transport Processes, Springer, Berlin Heidelberg New York.
- Childs, C., Walsh, J. J., Watterson, J. (1997): Complexity in fault zone structure and implication for fault seal prediction. In: Moller-Pedersen, P., Koestler, A. G. (eds.): Hydrocarbon Seals. Elsevier
- Chiles, J., de Marsily, G. (1993): Models of fracture Systems. In: Bear, J., Tsang, C. F., de Marsily, G. eds.: Flow and Contaminant Transport in Fractured Rock. Academic Press, INC.
- Cho, M., Liou, J. G. (1987): Prehnite-Pumpellyite to Greenschist Fades Transition in the Karmutsen Metabasites, Vancouver Island, B.C. *Journal of Petrology*, 28/3, 417-443.
- Cimino, G., Del Duce, G., Kadonaga, L. K., Rotundo, G., Sisani, A., Stabile, G., Tirozzi, B., Whiticar, M. (1999): Time series analysis of geological data. *Chemical Geology*, 161, 253-270.
- Clifton, A. E., Schlische, R. W. (2003): Fracture populations on the Reykjanes Peninsula, Iceland: Comparison with experimental clay models of oblique rifting. *Journal of Geophysical Research*, 108/B2, 2074.
- Coleman, R. G., Lee, D. E., Beatty, L. B., Brannock, W. W. (1965): Eclogites and eclogites: their differences and similarities. *Geological Society of America Bulletin*, 76, 483-508.
- Connolly, J. A. D. (1990): Multivariable phase diagrams: an algorithm based upon generalized thermodynamics. *American Journal of Science*, 290, 666-718.
- Copeland, P., Parrish R., R., Harrison, T. M. (1988): Identification of inherited radiogenic Pb in monazite and implications for U-Pb systematics. *Nature*, 333, 760-763.
- Cowan, D. S., Silling, R. M. (1978): A dynamic, scaled model of accretion at trenches and its application for the tectonic evolution of subduction complexes. *Journal of Geophysical Research*, 83, 5389-5396.
- Cressie, N. A. (1991): Statistics for spatial data. Wiley & Sons, New York, pp. 900.
- Crossey, L. J., Frost, B. R., Surdam, R. C. (1984): Secondary porosity in laumontite-bearing sandstones. In: McDonald, D.A., Surdam, R.C. (eds.): Clastic Diagenesis. *AAPG Memoir*, 37, 225-237.

- D. Lőrincz, K. (1996): Feszültségtér történet meghatározása szeizmikus szelvényeken azonosított többfázisú tektonizmus alapján, a Szolnoki flis öv nyugati peremén. *Magyar Geofizika*, 37/4, 228-246.
- Dallmeyer, R. D., Pană, D. I., Neubauer, F., Erdmer, P. (1999): Tectonothermal evolution of the Apuseni Mountains, Romania: Resolution of Variscan versus Alpine Events with $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages. *Journal of Geology*, 107, 329-352.
- Dasgupta, S., Sengupta, P., Guha, D., Fukuoka, M. (1991): A refined garnet-biotite Fe-Mg exchange geothermometer and its application in amphibolites and granulites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 109, 130-137.
- Davy P. (1993): On the frequency-length distribution of the San Andreas fault system. *Journal of Geophysical Research*, 98, 12414-12151.
- de Capitani, C. (1994): Gleichgewichts-Phasendiagramme: Theorie und Software. Beihefte zum European Journal of Mineralogy, 72. Jahrestagung der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft, 6, 48.
- de Capitani, C., Brown T., H. (1987): The computation of chemical equilibrium in complex systems containing non-ideal solutions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 51, 2639-2652.
- de Caritat, P., Hutcheon, I., Walshe, J. L. (1993): Chlorite geothermometry: a review. *Clays and Clay Minerals*, 41/2, 219-239.
- de Dreuzy, J. R., Davy, P., Bour, O. (2001): Hydraulic properties of two-dimensional random fracture networks following a power law length distribution 1. Effective connectivity. *Water Resources Research*, 37/8, 2065-2078.
- de Dreuzy J. R., Davy, P., Bour, O. (2002): Hydraulic properties of two-dimensional random fracture networks following power law distributions of length and aperture. *Water Resources Research*, 38/12, 121-129.
- de Marsily, G. (1984): Spatial variability of properties in porous media: a stochastic approach. In: Bear, J.; Corapcioglu, M. Y. (eds.): *Fundamentals of transport phenomena in porous media*: 719-769, NATO ASI Series.
- Debon, F., LeFort, P., (1983): A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Transactions of Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences*, 73, 135-149.

- Dershowitz, B., La Pointe, P., Eiben, T., Wei, L. L. (2000): Integration of discrete feature network methods with conventional simulator approaches. *SPE Reservoir Evaluation and Engineering*, 3, 165-170.
- Dershowitz, W. S., Einstein, H. H. (1988): Characterizing rock joint geometry with joint system models. *Rock Mechanics and Rock Engineering*, 21, 21-51.
- Dershowitz, W. S., Lee, G., Geier, J., Hitchcock, S., La Pointe, P. (1993): FracMan user documentation, Golder Associates Inc., Seattle WA.
- Diamond, L. W., Schmatz, D., Würsten, F. (1994): "Standard library": A relational database for the management of electron microprobe standards. *Computers and Geosciences*, 20, 585-595.
- Digel, S., Ghent, E. D. (1994): Fluid-mineral equilibria in prehnite-pumpellyite to greenschist facies metabasites near Flin Flon, Manitoba, Canada: implications for petrogenetic grids. *Journal of Metamorphic Geology*, 12/4, 467-477.
- Dubois, D., Prade, H. (eds.) (2000): Fundamentals of fuzzy sets. Kluwer Academic Publishers
- Dunkl, I. (1994): Fission track evidence on the Pliocene-Quaternary uplift of the margin of the Pannonin basin (Hungary). Proc. of Internat. Conf. on Geochronology, Cosmochronology and Isotope Geology, Berkeley, 5-11. June 1994.
- Dunkl, I. (1995): Fission track vizsgálatok medencealjzati képződményekben. Kézirat, MTA GKL, pp. 9.
- Ellis, A. J. (1959): The solubility of calcite in carbon-dioxide solutions. *American Journal of Science*, 257, 354-365.
- Ellis, A. J. (1963): The solubility of calcite in sodium chloride solutions at high temperatures. *American Journal of Science*, 261, 259-267.
- Emmett, T. F. (1987): A reconnaissance study of the distribution of Ba, Nb, Y and Zr in some Jotun Mindred gneisses from Central Jotunheimen, southern Norway. *Journal of Metamorphic Geology*, 5, 41-50.
- Engi, M., Todd, C. S., Schmatz, D. R. (1995): Tertiary metamorphic conditions in the eastern Lepontine Alps. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 75, 347-369.
- Erdélyi, M. (1976): Outlines of the hydrodynamics and hydrochemistry of the Pannonian Basin. *Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae*, 20, 287-309.

- Essene, E. J., Peacor, D. R. (1995): Clay mineral thermometry; a critical perspective. *Clays and Clay Minerals*, 43/5, 540-553.
- Evensen, N. M., Hamilton, P. J., O'Nions, R. K. (1978): Rare-earth abundances in chondritic meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 42, 1199-1212.
- Feenstra, A., Engi, M. (1998): An experimental study of the Fe-Mn exchange between garnet and ilmenite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 131, 379-392.
- Ferry, J. M., Spear, F. S. (1978) Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 66, 113-117.
- Floyd, P. A., Winchester, J. A., Park, R. G. (1989): Geochemistry and tectonic setting of Lewisian clastic metasediments from the early Proterozoic Loch Maree Group of Gairloch, N. W. Scotland. *Precambrian Research*, 45, 203-214.
- Fockenber, T. (1998): An experimental study of the pressure-temperature stability of MgMgAl-pumpellyite in the system MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O. *American Mineralogist*, 83, 220-227.
- Fodor, R. V., Vetter, S. K. (1984): Rift zone magmatism: petrology of basaltic rocks transitional from CFB to MORB, southeastern Brazil margin. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 88, 307-321.
- Földes, T., Kiss, B., Árgyelán, G., Bogner, P., Repa, I., Hips, K. (2004): Application of medical computer tomograph measurements in 3D reservoir characterization. *Acta Geologica Hungarica*, 47/1, 63-73.
- Force, E. R. (1980): The provenance of rutile. *Journal of Sedimentary Petrology*, 50, 485-488.
- Fourcade, S., Michelot, J. L., Buschaert, S., Cathelineau, M., Freiberger, R., Coulibaly, Y., Aranyossy, J. F. (2002): Fluid transfers at the basement/cover interface. Part I. Subsurface recycling of trace carbonate from granitoid basement rocks (France). *Chemical Geology*, 192/1-2, 99-119.
- Fournier, R. O. (1985): The behavior of silica in hydrothermal solutions. In: Berger, B. R., Bethke, P. M. (eds.): *Geology and Geochemistry of Hydrothermal Systems*. Society of Economic Geologists, El Paso, TX, 45-61.
- Frey M., de Capitani, C., Liou, J. G. (1991) A new petrogenetic grid for low-grade metabasites. *Journal of Metamorphic Geology*, 9/1, 497-509.

- Fridriksson, T., Neuhoﬀ, P. S., Viani, B. E., Bird, D. K. (2004): Experimental determination of thermodynamic properties of ion-exchange in heulandite: binary ion-exchange experiments at 55 and 85 °C involving Ca^{2+} , Sr^{2+} , Na^{+} , and K^{+} . *American Journal of Science*, 304, 287-332.
- Friedman, I., O'Neil, J. R. (1977): Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest – In: Fleischer, M. (ed.): Data of geochemistry. *USGS Professional Papers*, 440-K.
- Frieg, B., Alexander, W. R., Bühler, C., Haag, P., Möri, A., Ota, K. (1998): In situ resin impregnation for investigating radionuclide retardation in fractured repository host rocks. *Journal of Contaminant Hydrology*, 35, 115-130.
- Frimmel, H. (1997): Chlorite Thermometry in the Witwatersrand Basin: Constraints on the Paleoproterozoic Geotherm in the Kaapvaal Craton, South Africa. *Journal of Geology*, 105, 601-615.
- Fuhrman, M. L., Lindsley, D. H. (1988): Ternary-feldspar modeling and thermometry. *American Mineralogist*, 73, 201-215.
- Fülöp, J. (1994): Magyarország geológiája. Paleozoikum II. Akadémiai kiadó, Budapest, pp. 447.
- Ganguly, J., Saxena, S. K. (1984): Mixing properties of aluminosilicate garnets: constraints from natural and experimental data and application to geothermo-barometry. *American Mineralogist*, 69, 88-97.
- Gerya, T. V., Perchuk, L. L., Triboulet, C., Audren, C., Sez'ko, A. I. (1997): Petrology of the Tumanshet Zonal Metamorphic Complex, Eastern Sayan. *Petrology*, 5, 503-533.
- Ghent, E. D. (1976) Plagioclase-garnet- Al_2SiO_5 -quartz: a potential geobarometer-geothermometer. *American Mineralogist*, 61, 710-714.
- Gill, J. B. (1981): Orogenic Andesites and Plate Tectonics. Springer, pp. 390.
- Gleason, G. C., Tullis, J. (1993): Improving flow laws and piezometers for quartz and feldspar aggregates. *Geophysical Research Letters*, 20, 2111-2114.
- Gleeson, S. A., Yardley, B. W. D., Munz, I. A., Boyce, A. J. (2003): Infiltration of basinal fluids into high-grade basement, South Norway: sources and behaviour of waters and brines. *Geofluids*, 3, 33-48.

- Goldstein, R. H., Reynolds, T. J. (1994): Systematics of fluid inclusions in diagenetic minerals. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Short Course Note 31, pp. 199.
- Gomez, L. A., Laubach, S. E. (2006): Rapid digital quantification of microfracture populations. *Journal of Structural Geology*, 28, 408-420.
- Gordon T. M. (1992): Generalized thermobarometry: Solution of the inverse chemical equilibrium problem using data for individual species. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56, 1793-1800.
- Gordon, T. M. (1998): WEBINVEQ thermobarometry: an experiment in providing interactive scientific software on the World Wide Web. *Computers and Geosciences*, 24/1, 43-49.
- Graf, D. L. (1982): Chemical osmosis, reverse chemical osmosis, and the origin of subsurface brines. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 46, 1431-1448.
- Graham, C. M., Powell, R. (1984): A garnet-hornblende geothermometer: calibration, testing, and application to the Pelona Schist, Southern California. *Journal of Metamorphic Geology*, 2, 13-31.
- Green, T. H., Hellmann, P. L. (1982): Fe-Mg partitioning between coexisting garnet and phengite at high pressure, and comments on garnet-phengite geothermometer. *Lithos*, 15, 253-266.
- Greenwood, H. J. (1962): Metamorphic system involving two volatile components. Carnegie Institution of Washington, Year Book, 61, 82-85.
- Greenwood, H. J. (1967): Mineral equilibria in the system MgO-SiO₂-H₂O-CO₂. In: Ableson, P. H. (ed.): *Researches in Geochemistry*. Wiley, New York, 542-567.
- Greguss, P. (1955): Xylotomische Bestimmung der heute lebenden Gymnospermen. Akadémiai Kiadó, Budapest, pp. 700.
- Grenerczy, Gy., Kenyeres, A., Fejes, I. (2000): Present crustal movement and strain distribution in Central Europe inferred from GPS measurements. *Journal of Geophysical Research*, 105, 21835-21846.
- Gringarten, E. (1998): FRACNET: Stochastic simulation of fractures in layered systems. *Computers and Geosciences*, 24/8, 729-736.
- Gudmundsson, A. (2000): Fracture dimensions, displacements and fluid transport. *Journal of Structural Geology*, 22/9, 1221-1231.

- Gudmundsson, A. Berg, S. S., Lyslo, K. B., Skurtveit, E. (2001): Fracture networks and fluid transport in active fault zones. *Journal of Structural Geology*, 23/2-3, 343-353.
- Gueguen, Y., Chelidze, T., Le Ravalec, M. (1997): Microstructures, percolation thresholds, and rock physical properties. *Tectonophysics*, 279, 23-35.
- Hanor, J. S. (1980): Dissolved methane in sedimentary brines: potential effect on the PVT properties of fluid inclusions. *Economic Geology*, 75, 603-617.
- Hanor, J. S. (1987): Origin and migration of subsurface sedimentary brines: Society for Economic Paleontologists and Mineralogists, Tulsa, OK. Society for Economic Paleontologists and Mineralogists Short Course Note, 21, pp. 247.
- Harris, P. M., Kendall, C. G. S. C., Lerche, I. (1985): Carbonate cementation – a brief review. In: Schneidermann, N., Harris, P. M. (eds.): Carbonate Cements. Society for Economic Paleontologists and Mineralogists, Tulsa, OK. Society for Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, 36, 79-95.
- Hayes, M. J., Boles, J. R. (1993): Evidence for meteoric recharge in the San Joaquin Basin, California provided by isotope and trace element chemistry of calcite. *Marine and Petroleum Geology*, 10, 135-144.
- Heffer, K. J., Bevan, T. G. (1992): Scaling relationships in natural fractures: Data, theory and application. *SPE*, 20981, 367-376.
- Heikamp, S., Nover, G. (2003): An Integrated Study on Physical Properties of a KTB Gneiss Sample and Marble from Portugal: Pressure Dependence of the Permeability and Frequency Dependence of the Complex Electrical Impedance. *Pure and Applied Geophysics*, 160, 929-936.
- Hellmuth, K. H., Siitari-Kauppi, M., Lindberg, A., (1993): Study of porosity and migration pathways in crystalline rock by impregnation with ¹⁴C-polymethylmethacrylate. *Journal of Contaminant Hydrology*, 13, 403-418.
- Helmold, K. P., van de Kamp, P. C. (1984): Diagenetic mineralogy and controls on albitization and laumontite formation in paleogene arkoses, Santa Ynez Mountains, California. Clastic Diagenesis. *AAPG Memoir*, 37, 239-276.
- Henry, D. J., Guidotti, C. V. and Thomson, J. A. (2005): The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotite: Implications for Geothermometry and Ti-substitution Mechanisms. *American Mineralogist*, 90, 316-328.

- Herron, M. M. (1988): Geochemical classification of terrigenous sand and shales from core or log data. *Journal of Sedimentary Petrology*, 58, 820-829.
- Hewett, T. A. (1995): Fractal Methods for Fracture Characterization. In: Yarush, J. M., Chambers, R. L. (eds.): Stochastic Modeling and Geostatistics. Principles, Methods and Case Studies. *AAPG Computer Applications in Geology*, 3., AAPG, Tulsa.
- Hirata, T. (1989): Fractal dimension of fault system in Japan: fracture structure in rock fracture geometry at various scales. *Pure and Applied Geophysics*, 131, 157-170.
- Hirono, T., Takahashi, M., Nakashima, S. (2003): In situ visualization of fluid flow image within deformed rock by X-ray CT. *Engineering Geology*, 70, 37-46.
- Hirth, G., Tullis, J. (1992): Dislocation creep regimes in quartz aggregates. *Journal of Structural Geology*, 14, 145-159.
- Holdaway, M. J. (1971): Stability of andalusite and the aluminum silicate phase diagram. *American Journal of Science*, 271, 97-131.
- Holland, T. J. B., Blundy, J. (1994): Non-ideal interactions in calcic amphibole and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 116, 433-447.
- Holland, T. J. B., Powell, R. (1985): An internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations; 2, Data and results. *Journal of Metamorphic Geology*, 3, 343-370.
- Holland, T. J. B., Powell, R. (1990): An enlarged and updated internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations; the system K_2O - Na_2O - CaO - MgO - MnO - FeO - Fe_2O_3 - Al_2O_3 - TiO_2 - SiO_2 - C - H_2 - O_2 . *Journal of Metamorphic Geology*, 8, 89-124.
- Holland, T. J. B., Powell, R. (1998): An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest. *Journal of Metamorphic Geology*, 16, 309-343.
- Horváth, F. (1995): Phases of compression during the evolution of the Pannonian Basin and its bearing on hydrocarbon exploration. *Marine and Petroleum Geology*, 12, 837-844.
- Horváth, F., Dövényi, P., Szalay, Á., Royden, L. H. (1988): Subsidence, thermal and maturation history of the Great Hungarian Plain. In Royden, L. H. and Horváth, F. (eds.): The Pannonian Basin: A Study in Basin Evolution. *AAPG Memoir*, 43, 355-372.

- Horváth, F., Dunkl, I., M. Tóth, T., Tari, G., Bada, G. (2006): Surface vs. Moho topography and the core complex mode of extension in the Pannonian basin. *Geophysical Research Abstracts*, 8, 04290.
- Hunt, J. M. (1996): Petroleum geochemistry and geology. W. H. Freeman and Company, New York, pp. 743.
- Hurst, H. E. (1951): Long-term capacity of reservoirs. *Transactions of the American Society of Civil Engineers*, 116, 770-808.
- Irouschek, A. (1983): Mineralogie und Petrographie von Metapeliten der Simano-Decke unter besonderer Berücksichtigung cordieritführender Gesteine zwischen Alpe Sponda und Biasca. PhD értekezés, University of Basel.
- Jackson, C. P., Andrew, R. H., Todman, S. (2000): Self-consistency of heterogenous continuum porous medium representation of a fractured medium. *Water Resources Research*, 36/1, 189-202.
- Jámbor, Á. (1998): A Tiszai nagyszerkezeti egység karbon üledékes képződményei rétegtanának ismertetése. In: Bérczi, I., Jámbor, Á. (eds.): Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana. MOL–MÁFI, 173–185.
- Jánosi, T., M. Tóth, T., Jánosi, Zs. (2007): Kvarc szutúra mintázatok képanalízise és termometriai alkalmazásuk. Bányászati, Kohászati és Földtani Konferencia, Buziásfürdő, 206-209.
- Johns, R. A., Steude, J. D., Castanier, L. M., Roberts, P. V. (1993): Non destructive measurements of fracture aperture in crystalline rock cores using X-ray computed tomography. *Journal of Geophysical Research*, 98, 1889-1900.
- Jourde, H., Flodin, E. A., Aydin, A. Durlifsky, L. J., Wen, X. H. (2002): Computing permeability of Fault Zones in Eolian Sandstone from Outcrop measurements. *AAPG Bulletin*, 86, 1187-1200.
- Journel, A. G. (1986): Constrained interpolation and qualitative information – The soft kriging approach. *Mathematical Geology*, 18/3, 269-286.
- Jowett, E. C. (1991): Fitting iron and magnesium into the hydrothermal chlorite geothermometer. Geol. Assoc. Canada, Mineral. Assoc. Canada, Soc. Econ. Geol. Joint Annual Meeting, Toronto, Program with Abstracts, 16, A62

- Juhász, A., (1999): Diagenetic constraints on the paleohydrodynamic and thermal reconstruction of Neogene sediments in the Békés Basin-Battonya High hydrocarbon province, in the Pannonian Basin, SE Hungary. PhD értekezés, University of Bern, pp. 154.
- Juhász, A., M Tóth, T., Ramseyer, K., Matter, A. (2002): Connected fluid evolution in fractured crystalline basement and overlying sediments, Pannonian Basin, SE Hungary. *Chemical Geology*, 182, 91-120.
- Juhász, A., Matter, A. (1998): Structurally dependent reduction of reservoir quality by authigenic kaolin mineral growth, late Miocene, Pannonian Basin. AAPG Annual Meeting, Salt Lake City, UT. AAPG, Tulsa.
- Jung, S., Hoernes, S., Masberg, P., Hoffer, E. (1999): The Petrogenesis of Some Migmatites and Granites (Central Damara Orogen, Namibia): Evidence for Disequilibrium Melting, Wall-Rock Contamination and Crystal Fractionation. *Journal of Petrology*, 40/8, 1241-1269.
- Kaszai, B. (2003): A Mórágai gránit repedezettsége az erdősmecskei bánya területén. Diplomamunka, SZTE, pp. 52.
- Katsev, S., L'Heureux, I. (2003): Are Hurst exponents estimated from short or irregular time series meaningful? *Computers and Geosciences*, 29/9, 1085-1089.
- Kaufmann, G. (2003): Modelling unsaturated flow in an evolving karst aquifer. *Journal of Hydrology*, 276/1-4, 53-70.
- Kearey, P., Vine, F. J. (1996): Global tectonics. Blackwell, pp. 333.
- Kedves, M. (1978): Paleogene fossil sporomorphs of the Bakony Mountains Part III. *Studia Biologica Hungarica*, 15, 1-166.
- Keller, A. (1998): High resolution, non-destructive measurement and characterization of fracture apertures. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 35/8, 1037-1050.
- Kelsey, D. E., White, R. W., Holland, T. J. B. & Powell, R. (2004): Calculated phase equilibria in K₂O-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O for sapphirine-quartz-bearing mineral assemblages. *Journal of Metamorphic Geology*, 22, 559-578.
- Kennedy, G. C. (1950): A portion of the system silica water. *Economic Geology*, 45, 629-653.
- Kerrick, D. M. (1974): Review of metamorphic mixed-volatile (H₂O-CO₂) equilibria. *American Mineralogist*, 59, 729-762.

- Kiseleva, I., Navrotsky, A., Belitsky, I. A., Fursenko, B. A. (1996): Thermochemistry of natural potassium sodium calcium leonhardite and its cation-exchanged forms. *American Mineralogist*, 81, 668-675.
- Kohn M. J., Spear F. S. (1991): Error propagation for barometers: 2. Application to rocks. *American Mineralogist*, 76, 138-147.
- Kohn, M. J., Spear, F. S. (1990): Two new geobarometers for garnet amphibolites, with application to southeastern Vermont. *American Mineralogist*, 75, 89-96.
- Koike, K., Ichikawa, Y. (2006): Spatial correlation structures of fracture systems for deriving a scaling law and modeling fracture distributions. *Computers and Geosciences*, 32/8, 1079-1095.
- Korecz, A. (1985): Die Ostracodenfauna des Zsambéker Beckens. In: Papp, A., Jámbo, Á., Steininger, F. (eds.): Chronostratigraphie und Neostatotypen, Miozän der Zentralen Paratethys VII, M6 Pannonien. Akadémiai Kiadó, Budapest, 173–177.
- Korpás-Hódi, M. (1983): Palaeoecology and biostratigraphy of the Pannonian molluscan fauna in the northern foreland of the Transdanubian Central Range. *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve*, 96, 1-141.
- Korvin, G. (1992): Fractal Models in the Earth Sciences. Elsevier, pp. 396.
- Koudine, N., Gonzalez Garcia, R., Thovert, J. F., Adler, P. M. (1998): Permeability of Three-Dimensional Fracture Networks. *Physical Review E*, 57/4, 4466-4479.
- Kovács, S., Szederkényi, T., Haas, J., Buda, Gy., Császár, G., Nagymarosy, A., (2000): Tectonostratigraphic terranes in the pre-Neogene basement of the Hungarian part of the Pannonian area. *Acta Geologica Hungarica*, 43/3, 225-328.
- Koziol, A. M., Newton, R. C. (1988): Redetermination of the anorthite breakdown reaction and improvement of the plagioclase-garnet- Al_2SiO_5 -quartz geobarometer. *American Mineralogist*, 73, 216-223.
- Kranidiotis, P., MacLean, W. H. (1987): Systematics of chlorite alteration at the Phelps Dodge massive sulfide deposit, Quebec. *Economic Geology*, 82, 1898-1911.
- Kranz, R. L. (1994): Fractal point patterns and fractal fracture traces. In: Nelson, Laubach, (eds.): Rock mechanics. Balkema, Rotterdam, 793-800.
- Kretz, R. (1983): Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 68, 277-279.

- Krogh, E. J., Råheim, A. (1978): Temperature and Pressure dependence of Fe-Mg partitioning between garnet and phengite, with particular reference to eclogites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 66, 75-80.
- Kruhl, J. H. (1998): Prism-, and basal-plane parallel subgrain boundaries in quartz: a microstructural geothermometer. *Journal of Metamorphic Geology*, 16, 142-146.
- Kruhl, J. H. (2001): Crystallographic control on the development of foam textures in quartz, plagioclase and analogue material. *International Journal of Earth Sciences*, 90, 104-117.
- Kruhl, J., H., Nega, M. (1996): The fractal shape of sutured quartzgrain boundaries: application as a geothermometer. *Geologische Rundschau*, 85, 38-43.
- Krutzsch, W. (1971): Atlas der mittel und jungtertiären dispersen Sporen- und Pollen- sowie der Mikroplanktonformen des nördlichen Mitteleuropas. Lief. VI (Saccites und „Inaperturates“). VEB Gustav Fischer Verlag, Jena, pp. 232.
- Kumar, S. G., Ghassemi, A. (2005): Numerical modeling of non-isothermal quartz dissolution/precipitation in a coupled fracture-matrix system. *Geothermics*, 34/4, 411-439.
- Kumar, S., Bodvarsson, G. S. (1990): Fractal study and simulation of fracture roughness. *Geophysical Research Letters*, 17, 701-704.
- Kumar, S., Bodvarsson, G. S., Boernge, J. (1991): Fractal characteristics of fracture roughness and aperture data. High-Level Nuclear Waste Management, Proceedings of the Second International Conference, Las Vegas, Nevada. 279-284.
- La Pointe, P. R., (1988): A method to characterize fracture density and connectivity through fractal geometry. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences, Geomech. Abstr.*, 25, 421-429.
- La Pointe, P. R. (2002): Derivation of parent fracture population statistics from trace length measurements of fractal fracture populations. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 39, 381-388.
- La Pointe, P. R., Hermanson, J. (2001): 3-D reservoir and stochastic fracture network modeling for enhanced oil recovery, Circle Ridge Phosphoria/Tensleep reservoir, Wind River Reservation, Arapaho and Shoshone Tribes, Wyoming. U.S. Department of Energy, Tulsa, Oklahoma, pp. 106.
- Lahann, G. C. A. W., Siebert, R. M. (1982): A kinetic model for distribution coefficient and application to Mg-calcites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 46, 2229-2237.

- Lake, L. W., Srinivasan, S. (2004): Statistical scale-up of reservoir properties concepts and applications. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 44, 27-39.
- Le Roex, A. P., Dick, H. J. B., Erlank, A. J., Reid, A. M., Frey, F. A., Hart, S. R. (1983): Geochemistry, mineralogy and petrogenesis of lavas erupted along the Southwest Indian Ridge between the Bouvet triple junction and 11 degrees east. *Journal of Petrology*, 24, 267-318.
- Leckenby, R. J., Sanderson, D. J., Lonergan, L. (2005): Estimating flow heterogeneity in natural fracture systems. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 148/1-2, 116-129.
- Lelkes-Felvári, Gy., Frank, W., Schuster, R. (2003): Chronological constraints on Variscan, Permian-Triassic and eo-Alpine (Cretaceous) evolution of the Great Hungarian Plain basement. *Geologica Carpathica*, 54/5, 299-315.
- Lelkes-Felvári, Gy., Schuster, R., Frank, W., Sassi, R. (2005): Metamorphic history of the Algyő High, Tisza Mega-unit, basement of the Great Hungarian Plain – a counterpart of crystalline units of the Koralpe-Wölz nappe system (Austroalpine, Eastern Alps). *Acta Geologica Hungarica*, 48/4, 371-394.
- Lieberman J., Petrakakis K. (1991): TWEEQU thermobarometry: Analysis of uncertainties and application to granulites from western Alaska and Austria. *Canadian Mineralogist*, 29, 857-887.
- Liou, J. G., de Capitani, C., Frey, M. (1991): Zeolite equilibria in the system $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 - \text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 34, 293-301.
- Liu, E. (2005): Effects of fracture aperture and roughness on hydraulic and mechanical properties of rocks: implication of seismic characterization of fractured reservoirs. *Journal of Geophysics and Engineering*, 2/1, 38-47.
- Liu, J., Polak, A., Elsworth, D., Grader, A. (2005): Dissolution-induced preferential flow in a limestone fracture. *Journal of Contaminant Hydrology*, 78, 53-70.
- Liu, J., Sheng, J., Polak, A., Elsworth, D., Yasuhara, H., Grader, A. (2006): A fully-coupled hydrological–mechanical–chemical model for fracture sealing and preferential opening. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 43/1, 23-36.
- Liu, L. (1989): Stability fields of Mg-pumpellyite composition at high pressures and temperatures, *Geophysical Research Letters*, 16, 847-849.
- Liu, L. (2006): Fracture Characterization Using Borehole Radar: Numerical Modeling. *Water, Air, & Soil Pollution: Focus*, 6/1-2, 17-34.

- Loiseau, P. (1987): Correlations between Parameters. In: Bear, J., Tsang, C. F., de Marsily, G. eds.: Flow and Contaminant Transport in Fractured Rock. Academic Press, INC.
- Long, J. C. S. (ed.) (1996): Rock fractures and fluid flow: contemporary understanding and applications. National Academy Press, Washington D. C., pp. 551
- Lorens, R. B. (1981): Sr, Cd, Mn and Co distribution coefficients in calcite as a function of calcite precipitation rate. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 45, 553–561.
- Lovejoy, S. (1982): Area-perimeter relation for rain and cloud areas. *Science*, 216, 185-187.
- M. Tóth, T. (1991): Origin of some minerals from the crystalline basement of Szeghalom, Eastern Hungary. *Acta Mineralogica-Petrographica*, 32, 59-63.
- M. Tóth, T. (1994a): Geochemical character of amphibolites from Tisza Unit on the basis of trace elements. *Acta Mineralogica-Petrographica*, 35, 27-39.
- M. Tóth, T. (1994b): A Tiszai Egység amfibolitjainak premetamorf fejlődéstörténete és metamorfózisa Szeghalom környékén. Kandidátusi értekezés, pp. 191.
- M. Tóth, T. (2004): Adatbázis repedéshálózat fraktál geometriai alapú szimulációjához a Bátaapáti kutatási területen mélyült mélyfúrások alapján. RHK KHT, pp. 13.
- M. Tóth, T., Grandjean, V., Engi, M. (2000): Polyphase evolution and reaction sequence of compositional domains in metabasalt: A model based on local chemical equilibrium and metamorphic differentiation. *Geological Journal*, 35/3-4, 163-183.
- M. Tóth, T., Hollós, Cs., Szűcs, É., Schubert, F. (2004): Conceptual fracture network model of the crystalline basement of the Szeghalom Dome (Pannonian Basin, SE Hungary). *Acta Geologica Hungarica*, 47/1, 19-34.
- M. Tóth, T., Juhász, A. (1997): Geochemical and petrological evidence for a hydrologic connection between crystalline basement and overlying sediments in the Pannonian Basin, Hungary. *AAPG Annual Meeting*, A73.
- M. Tóth, T., Schubert, F., Földes, T., Hollós, Cs., Komlósi, J. (2002): Modelling of the fractured Dorozsma crystalline reservoir, SE Pannonian Basin. *EAGE Annual Meeting Abstracts*, P297.
- M. Tóth, T., Redlerné Tátrai, M., Kummer, I. (2008): A Szeghalom környéki metamorf aljzat-kiemelkedés szerkezetfejlődése és felépítése közettani és szeizmikus adatok alapján. *Magyar Geofizika*, előkészítés alatt

- MacQuarrie, K. T. B., Mayer, K. U. (2005): Reactive transport modeling in fractured rock: A state-of-the-science review. *Earth-Science Reviews*, 72/3-4, 189-227.
- Malamud, B. D., Turcotte, D. L. (1999): Self-affine time series: measures of weak and strong persistence. *Journal of Statistical Planning and Inference*, 80, 173-196.
- Maluski, H., Rajlich, P., Souček, J. (1995): Pre-Variscan, Variscan and early Alpine thermotectonic history of the north-eastern Bohemian Massif: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ study. *Geologische Rundschau*, 84, 345-358.
- Mandelbrot, B. B. (1967): How long is the coast of Britain? Statistical self-similarity and fractional dimension. *Science*, 156, 636-638.
- Mandelbrot, B. B. (1983): The Fractal Geometry of Nature. Freeman, New York, pp. 468.
- Mandelbrot, B. B. (1985): Self-affine fractal dimension. *Physica Scripta*, 32, 257-260.
- Maniar, P. D., Piccoli, P.M. (1989): Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, 101, 635-643.
- Maros, Gy., Koroknai, B., Palotás, K., Fodor, L., Dudko, A., Forián-Szabó, M., Zilahi-Sebess, L., Bán-György, E. (2004): Tectonic analysis and structural evolution of the north-eastern Mórág Block. *Annual Report of the Geological Institute of Hungary*, 2003, 371-386.
- Maros, Gy., Pásztor, Sz. (2001): New and oriented core evaluation method: ImaGeo. *European Geologist*, 12, 40-43.
- Marsan, D., Bean, C. J. (1999): Multiscaling nature of of sonic velocities and lithology in the upper crystalline crust. *Geophysical Research Letters*, 26, 275-278.
- Martín, J. D. (1996): EQMIN, a Microsoft Excel spreadsheet to perform thermodynamic calculations: a didactic approach. *Computers and Geosciences*, 22/6, 639-650.
- Massone, H. J., Schreyer, W. (1987): Phengite geobarometry based on limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite and quartz. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 96, 212-224.
- Masuda, T., Fujimura, A. (1981): Microstructural development of fine-quartz aggregates by syntectonic recrystallization. *Tectonophysics*, 72, 105-128.
- Matheron, G. (1970): The theory of regionalized variables and its applications. Fascicule 5, Les Cahiers du Centre de Morphologie Mathématique, Ecole des Mines de Paris, Fontainebleau, pp. 211.

- Matsumoto, N., Yomogida, K., Honda, S. (1992): Fractal analysis of fault systems in Japan and the Philippines. *Geophysical Research Letters*, 19/4, 357-360.
- Mátyás, J. (1994): Diagenesis and porosity evolution of Neogene reservoir sandstones in the Pannonian Basin (southeast Hungary). PhD értekezés, Universität Bern, pp. 196.
- Mátyás, J., Burns, S. J., Müller, P., Magyar, I. (1996): What can stable isotopes say about salinity? An example from the late Miocene Pannonian Lake. *Palaios*, 5, 31-39.
- Mátyás, J., Matter, A. (1997): Diagenetic indicators of meteoric flow in the Pannonian Basin, southeastern Hungary. In: Montañez, I. P., Gregg, J. M., Shelton, K. L. (eds.): Basin-Wide Diagenetic Patterns: Integrated Petrologic, Geochemical and Hydrologic Considerations. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, 57, 281-296.
- Mauldon, M., Dershowitz, B. (2003): Fracture abundance measures: density, intensity and porosity. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*. In press.
- McCaig, A. M. (1987): Deformation and fluid-rock interaction in metasomatic dilatant shear bands. *Tectonophysics*, 135, 121-132.
- McDermott, C. I., Sauter, M., Liedl, R. (2003): New experimental techniques for pneumatic tomographical determination of the flow and transport parameters of highly fractured porous rock samples. *Journal of Hydrology*, 278/1-4, 51-63.
- McLimans, R. K. (1991): Studies of reservoir diagenesis, burial history, and petroleum migration using luminescence microscopy. In: C. E. Barker, O. C. Kopp (eds.), Luminescence Microscopy: Quantitative and Qualitative Aspects. SEPM Short Course 25, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Tulsa., 97-106.
- Meschede, M. (1986): A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with a Nb-Zr-Y diagram. *Chemical Geology*, 56, 207-218.
- Meyre, C., De Capitani, C., Partzsch, J. H. (1997): A ternary solid solution model for omphacite and its application to geothermobarometry of eclogites from the Middle Adula nappe (Central Alps, Switzerland). *Journal of Metamorphic Geology*, 15, 687-700.
- Mezger, K., Rawnsley, C. M., Bohlen, S. R., Hanson, G. N. (1991): U-Pb garnet, titanite, monazite and rutile ages: implications for the duration of high grade metamorphism and cooling histories, Adirondack Mountains, New York. *Journal of Geology*, 99, 415-428.
- Min, K. B., Jing, L., Stephansson, O. (2004): Determining the equivalent permeability tensor for fractured rock masses using a stochastic REV approach: Method and application to the field data from Sellafield, UK. *Hydrogeology Journal*, 12/5, 497-510.

- Minster, J. F., Allégre, C. J. (1978) Systematic use of trace elements in igneous processes. Part III. Inverse problem of batch partial melting in volcanic suites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 68, 37-52.
- Mirwald, P. W. (1986). Ist Cordierit ein Geothermometer? *Fortschritte der Mineralogie*, 64/1, pp. 119.
- Montel, J. M., Veschambre, M., Nicollet, C. (1994): Dating Monazite with Electron Microprobe. *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences Serie II.*, 318, 1489-1495.
- Montemagno, C. D., Pyrak-Nolte, L. J. (1995): Porosity of natural fracture networks. *Geophysical Research Letters*, 22/11, 1397-1400.
- Montemagno, C. D., Pyrak-Nolte, L. J. (1999): Fracture network versus single fractures: measurement of fracture geometry with X-ray tomography. *Physics and Chemistry of the Earth, Part A Solid Earth Geod.*, 24/7, 575-579.
- Morgan, S. S., Law, R. D. (2004): Unusual transition in quartzite dislocation creep regimes and crystal slip systems in the aureole of the Eureka Valley – Joshua Flat – Beer Creek pluton, California: a case of anhydrous conditions created by decarbonation reactions. *Tectonophysics*, 384/1-4, 209-231.
- Morrison, J. (1994): Meteoric water-rock interaction in the lower plate of the Whipple Mountain metamorphic core complex. *Journal of Metamorphic Geology*, 12, 827-840.
- Morrow, C., Lockner, D., Hickman, S., Rusanov, M., Röckel, T. (1994): Effects of lithology and depth on the permeability of core samples from the Kola and KTB drill holes. *Journal of Geophysical Research*, 99/B4, 7263-7274.
- Morrow, C. A. (2000): Permeability of Deep Drillhole Core Samples. In: Proceedings of the International Workshop on the Nojima Fault Core and Borehole Analysis, U.S. Geological Survey Open-file Report 00-129.
- Mucci, A., Morse, J. W. (1983): The incorporation of Mg^{2+} and Sr^{2+} into calcite overgrowth: influences of growth rate and solution composition. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 47, 217-233.
- Mucsi, M. (1999): A dorozsmai szerkezet földtani felépítése, fejlődéstörténete. Kézirat, MOL Adattár, Szolnok, pp. 41.
- Muller D., Rock N. M. S., Groves D. I. (1992): Geochemical discrimination between shoshonitic and potassic volcanic rocks in different tectonic settings: a pilot study. *Mineralogy and Petrology*, 46, 259-289.

- Munz, I. A., Yardley, B. W. D., Banks, D. A., Wayne, D. (1995): Deep penetration of sedimentary fluids into basement rocks from southern Norway: evidence from hydrocarbon and brine inclusions in quartz veins. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59, 239-254.
- Munz, I. A., Yardley, B. W. D., Gleeson, S. A., (2002): Petroleum infiltration of high-grade basement, South Norway: Pressure-Temperature-time-composition (P-T-t-X) constraints. *Geofluids*, 2, 41-53.
- Murray, M. R., Baker, D. E. (1991): MWINDOW: An interactive FORTRAN-77 program for calculating moving-window statistics. *Computers and Geosciences*, 17/3, 423-430.
- Nagy, E. (1965): The microplankton in the Neogene of the Mecsek Mountains. *Acta Botanica Academiae Scientiarum Hungaricae*, 11, 197-216.
- Nagy, E. (1967): Palynological study of the Neogene deposits of the Mecsek Mountains (Hungary). *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 3, 111-120.
- Nagy, E. (1969): A Mecsek hegység miocén rétegeinek palynológiai vizsgálata. Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve, 52, 235-650.
- Nagy, E. (1990): Climatic changes in the Hungarian Miocene. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 65, 71-74.
- Nagy, E. (1999): Palynological correlation of the Neogene of the Central Paratethys. Geological Institute of Hungary, Budapest. pp. 126.
- Narr, W., Burruss, R. C., (1984): Origin of reservoir fractures in Little Knife Field, North Dakota. *AAPG Bulletin*, 68, 1087-1100.
- Neuhoff, P. S., Bird, D. K. (2001): Partial dehydration of laumontite. Thermodynamic constraints and petrogenetic implications. *Mineralogical Magazine*, 65/1, 1-12.
- Neuman, S. P. (1990): Universal scaling of hydraulic conductivities and dispersivities in geologic media. *Water Resources Research*, 26/8, 1749-1758.
- Neuzil, C. E., Tracy, J. V. (1981): Flow through fractures. *Water Resources Research*, 17/1, 191-199.
- Nimis P., Taylor W. (2000): Single clinopyroxene thermobarometry for garnet peridotites. Part I. Calibration and testing of a Cr-in-Cpx barometer and an enstatite-in-Cpx thermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 139/5, 541-554.

Nussbaum, C., Marquer, D., Biino, G. (1998): Two subduction events in a polycyclic basement – Alpine and pre-Alpine high-pressure metamorphism in the Suretta nappe, Swiss Eastern Alps. *Journal of Metamorphic Geology*, 16, 591-615.

O'Brien, G. S., Bean, C. J., McDermott, F. (2003): Numerical investigations of passive and reactive flow through generic single fractures with heterogeneous permeability. *Earth and Planetary Science Letters*, 213/3-4, 271-284.

Ochsner, A. (1993): U-Pb geochronology of the Upper Proterozoic-Lower Paleozoic geodynamic evolution in the Ossa-Morena Zone (SW Iberia): constraints on the timing of the Cadomian orogeny. PhD értekezés, ETH Zürich.

Oda, M. (1985): Permeability tensor for discontinuous rock masses. *Geotechnique*, 35, 483-495.

Odling, N. E. (1997): Fluid flow in fractured rocks at shallow levels in the Earth's crust: an overview. In: Holness, M. B. (ed.): Deformation enhanced fluid transport in the Earth's crust and mantle. Chapman & Hall, London

Olsen, J. E. (1993): Joint pattern development: Effects of subcritical crack growth and mechanical crack interaction. *Journal of Geophysical Research*, 98, 12251-12265.

Onishi, C. T., Shimizu, I. (2003): Imaging of microcracks in granite by a fluorescent method assisted by laser scanning microscope (LSM). *Journal of Geological Society of Japan*, 109, 607-610.

Opheim, J. A., Gudmundsson, A. (1989): Formation and geometry of fractures, and related volcanism, of the Krafla fissure swarm, northeast Iceland. *Bulletin of the Geological Society of America*, 101, 1608-1622.

Orange, D., Knittle, E., Farber, D., Williams, Q. (1996): Raman spectroscopy of crude oils and hydrocarbon fluid inclusions: A feasibility study. In: M. D. Dyar, C. McCammon, M. W. Schaefer (eds.): The Geochemical Society, Special Publication, 5, 65-81.

Ortega, O. J., Marrett, R. A., Laubach, S. E. (2006): A scale-independent approach to fracture intensity and average spacing measurement. *AAPG Bulletin*, 90/2, 193-208.

Ouillon, G., Castaing, C., Sornette, D. (1996): Hierarchical geometry of faulting. *Journal of Geophysical Research*, 101, 5477-5487.

Paillet, F. L., Kay, R. T., Yeskis, D., Pedler, W. (1993): Integrating well logs into a multi-scale investigation of a fractured sedimentary aquifer. *The Log Analyst*, 34/1, 13-23.

- Pálfalvy, I. (1964): A Mecsek hegység helvét-torton flórája. Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentés az 1961. évről/I, 185-199.
- Pană, D. (1998): Petrogenesis and tectonics of the basement rocks of the Apuseni Mountains. Significance for the Alpine Tectonics of the Carpathian-Pannonian Region. PhD értekezés, University of Alberta.
- Pannatier, Y. (1996): VARIOWIN 2.2.: Software for Spatial Data Analysis in 2D, Springer, New York.
- Pap, S., Sőreg, V., Papné Hasznos, I. (1992): A Dévaványa-déli metamorf medencealjazati szerkezet szénhidrogénkutatói problémái - esettanulmány. *Geophysical Transactions*, 37/2-3, 211-228.
- Parrish, R. R. (1990): U-Pb dating of monazite and its application to geological problems. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 27, 1431-1450.
- Parrish, R. R., Nowell, G., Noble, S. R., Hertswood, M., Timmermann, H., Shaw, P., Bowen, I. (1999): LA-PIMMS: A new method of U-Th-Pb geochronology using micro-sampling techniques. EUG10, *Terra Abstract*, 11, 799.
- Parry, W. T. (1998): Fault-fluid compositions from fluid-inclusion observations and solubilities of fracture sealing minerals. *Tectonophysics*, 290, 1-26.
- Passchier, C. W. (1991): Geometric constraints on the development of the shear bands in rocks. *Geologie en Mijnbouw*, 70, 203-211.
- Passchier, C. W., Trouw, R. A. J. (2005): Microtectonics. Springer, pp. 366.
- Pavelescu, L., Pop, G., Ailenei, G., Ene, I., Soroiu, M., Popescu, G. (1975): K-Ar age determinations from the Apuseni and Banat Mountains. *Rev. Rom. Geophys*, 19, 67-79.
- Pearce, J. A. (1975): Basalt geochemistry used to investigate past tectonic environments on Cyprus. *Tectonophysics*, 25, 41-67.
- Pearce, J. A., Cann, J. R. (1973): Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and Planetary Science Letters*, 19, 290-300.
- Pearce, J. A., Harris, N.B.W., Tindle, A. G. (1984): Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25/4, 956-983.
- Pearce, J. A.; Norry, M. J. (1979): Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 69, 33-47.

Peitgen, H. O., Jürgens, H., Saupe, D. (1992): Chaos and Fractals. New Frontiers of Science. Springer, pp. 969.

Pietruszka, A. J., Hauri, E. H., Albarede, F. (2002): The “ghost plagioclase” trace-element signature of ocean-island lavas: An ancient specter dispelled by ^{226}Ra - ^{230}Th disequilibria? American Geophysical Union, Spring Meeting 2002, abstract #S41A-12.

Pironon, J., Sawatzki, J., Dubessy, J. (1991): NIR FT-Raman microspectroscopy of fluid inclusions – comparisons with VIS Raman and FT-IR microspectroscopies. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55, 3885-3891.

Pironon, J., Thiery, R., Teinturier, S. and Walgenwitz, F., (2000): Water in petroleum inclusions. Evidence from Raman and FT-IR measurements, PVT consequences. *Journal of Geochemical Exploration*, 69-70, 663-668.

Plyusnina, L. P. (1982): Geothermometry and geobarometry of plagioclase-hornblende bearing assemblages. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 80, 140-146.

Pogácsás, Gy., Lakatos, L., Barvitz, A., Vakarcs, G., Farkas, Cs. (1989): Pliocén-quarter eltolódások a Nagyalföldön. *Általános Földtani Szemle*, 24, 149-169.

Pollard, D. D., Segall, P. (1987): Theoretical displacements and stresses near fractures in rock: with application to faults, joints, veins, dikes and solution surfaces. In: Atkinson, B. (ed.): Fracture Mechanics of Rock. Academic Press, London

Posgay, K., Szentgyörgyi, K. (1991): A litoszférát harántoló eltolódásos törésrendszer a Pannon medence keleti részén. *Magyar Geofizika*, 32/1-2, 1-15.

Posgay, K., Bodoky, T., Hegedűs, E., Kovácsvölgyi, S., Lenkey, L., Szafián, P., Takács, E., Timár, Z., Varga, G. (1995): Asthenospheric structure beneath a Neogene basin in southeast Hungary. In: Cloetingh, S., D'Argenio, B., Catalano, R., Horváth, F., Sassi, W. eds.: Interplay of extension and compression in basin formation. *Tectonophysics*, 252, 467-484.

Posgay, K., Takács, E., Szalai, I., Bodoky, T., Hegedűs, E., Jánváriné, K. I., Tímár, Z., Varga, G., Bérczi, I., Szalay, Á. (1996): International deep reflection survey along the Hungarian Geotraverse. *Geophysical Transactions*, 40/1-2, 1-44.

Posgay, K., Bodoky, T., Hajnal, Z., M. Tóth, T., Fancsik, T., Hegedűs, E., Cs. Kovács, A., Takács, E. (2006): Interpretation of subhorizontal crustal reflections by metamorphic and rheologic effects in the eastern part of the Pannonian Basin. *Geophysical Journal International*, 167/1, 187-203.

- Potel, S., Schmidt, S. Th., de Capitani, C. (2003): Thermodynamic modelling for metabasites in New Caledonia (SW Pacific): factors controlling the mineral assemblages and the mineral compositions. EGS - AGU - EUG Joint Assembly Abstracts, abstract #3907
- Potonié, R. (1931a): Zur Mikroskopie der Braunkohlen. Tertiäre Blütensaubformen. *Zeitschrift Braunkohle*, 30, 325-333.
- Potonié, R. (1931b): Pollenformen aus tertiären Braunkohlen. *Jb. Preuss. Geol. Landesamt*, 52, 1-7.
- Potonié, R. (1960): Synopsis der Gattungen der Sporae dispersae. III. Teil: Nachträge Sporites, Fortsetzung Pollenites mit Generalregister zu Teil I-III. *Beih. Geol. Jb.*, 39, 1-189.
- Powell, R., Holland, T. J. B. (1985): An internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations; I, Methods and a worked example. *Journal of Metamorphic Geology*, 3, 327-342.
- Pownceby, M. I., Wall, V. J., O'Neill, H. St. C. (1987a): Fe-Mn partitioning between garnet and ilmenite: experimental calibration and applications. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 97, 116-126.
- Pownceby, M. I., Wall, V. J., O'Neill, H. St. C. (1987b): Fe-Mn partitioning between garnet and ilmenite: experimental calibration and applications. Erratum. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 97, 539.
- Pownceby, M. I., Wall, V. J., O'Neill, H. St. C. (1991): An experimental study of the effect of Caupon garnet-ilmenite Fe-Mn exchange equilibria. *American Mineralogist*, 76, 1580-1588.
- Priest, S. D. (2004): Determination of discontinuity size distribution from scanline data. *Rock Mechanics and Rock Engineering*, 37/5, 347-368.
- Priest, S. D., Hudson, J. (1976): Discontinuity spacing in rock. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 13, 135-148.
- Pyrak-Nolte, L. J., Montemagno, C. D. (1995): Three-dimensional tomographic visualization of natural fracture networks and graph theory analysis of the transport properties. Proceedings of the International Congress on Rock Mechanics, Tokyo, 855-859.
- R. Varga, A., Szakmány, Gy., Máthé, Z., Józsa, S. (2003): Petrology and geochemistry of Upper Carboniferous siliciclastic rocks (Téseny Sandstone Formation) from the Slavonian-Drava Unit (Tisza Megaunit, S Hungary) – summarized results. *Acta Geologica Hungarica*, 46/1, 95-113.

- Renshaw, C. E., Pollard, D. D. (1994): Numerical simulation of fracture set formation: A fracture mechanics model consistent with experimental observations. *Journal of Geophysical Research*, 99, 9359-9372.
- Riley, M. S. (2004): An algorithm for generating rock fracture patterns mathematical analysis. *Mathematical Geology*, 36/4, 683-702.
- Roberts, S., Sanderson, D. J., Gumiel, P. (1998): Fractal analysis of the Sn-W mineralization from central Iberia: Insights into the role of fracture connectivity in the formation of an ore deposit. *Economic Geology*, 93, 360-365.
- Roser, B. P., Korsch, R. J. (1986): Determination of tectonic settings of sandstone-mudstone suites using SiO₂ content and K₂O/Na₂O ratio. *Journal of Geology*, 94, 635-650.
- Rouleau, A., Gale, J. E. (1985): Statistical characterization of the fracture system in the Stripa Granite, Sweden. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences, Geomech. Abstr.*, 22, 353-367.
- Rumble, D., III, Spear, F. S. (1983): Oxygen-isotope equilibration and permeability enhancement during regional metamorphism. *Journal of the Geological Society*, 140, 619-628.
- Rumpler, J., Horváth, F. (1988): Some representative seismic reflection lines from the Pannonian basin and their structural interpretation. In: L.H. Royden and F. Horváth (eds.), *The Pannonian basin – A study in basin evolution. AAPG. Memoir*, 45, 53-169.
- Saar, M. O., Manga, M. (2004): Depth dependence of permeability in the Oregon Cascades inferred from hydrogeologic, thermal, seismic, and magmatic modeling constraints. *Journal of Geophysical Research*, 109/BO, 4204
- Salah, M. G., Alsharhan, A. S. (1998): The Precambrian basement: a major reservoir in the rifted basin, Gulf of Suez. *Journal of Petroleum and Science Engineering*, 19, 201-222.
- Sarda, S., Jeannin, L., Basquet, R., Bourbaux, B. (2002): Hydraulic Characterization of Fractured Reservoirs: Simulation on Discrete Fracture Models. *SPE Reservoir Evaluation and Engineering*, 5/2, 154-162.
- Sarkar, S., Toksöz, M. N., Burns, D. R. (2004): Fluid Flow Modelling in Fractures. Earth Researches Laboratory Consortium Reports, pp. 41.
- Saunders, A. D., Norry, M. J., Tarney, J. (1988): Origin of MORB and chemically-depleted mantle reservoirs: trace element constraints. *Journal of Petrology*, special volume, 415-445.

- Saunders, A. D., Tarney, J. (1979): The geochemistry of basalts from a back-arc spreading centre in East Scotia Sea. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 43, 555-572.
- Saunders, A. D., Tarney, J. (1984): Geochemical characteristics of basaltic volcanism within back-arc basins. In Kokelaar, B. P., Howells, M. F. eds.: *Marginal Basin Geology*. Geological Society of London, Special Publication, 16, 59-76.
- Sausse, J., Jacquot, E., Fritz, B., Leroy, J., Lespinasse M. (2001): Evolution of crack permeability during fluid-rock interaction. Example of the Brézouard granite (Vosges, France). *Tectonophysics*, 336/1-4, 199-214.
- Scherrer, N. C., Engi, M., Gnos, E., Jakob, V., Liechti, A. (2000): Monazite analysis; from sample preparation to microprobe age dating and REE quantification. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 80, 93-105.
- Scherrer, N. C., Gnos, E., Chopin, C. (2001): A retrograde monazite-forming reaction in bearthite-bearing high-pressure rocks. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 81/3, 369-378.
- Schubert, F. (2003): Szénhidrogén-tartalmú paleofluidum-migráció nyomainak rekonstrukciója az Alföld aljzatában, a Szeghalom-dóm területén. PhD értekezés, SZTE, pp. 158.
- Schubert, F., M. Tóth, T. (2001) Structural evolution of mylonitized gneiss zone from the northern flank of the Szeghalom dome (Pannonian Basin, SE Hungary). *Acta Mineralogica-Petrographica*, 42, 59-64.
- Schubert, F., Diamond, L. W., M. Tóth, T. (2001): Hydrocarbon-bearing fluid inclusions in fracture-filling quartz from the crystalline basement of the Pannonian Basin (SE Hungary). *Memórias*, 7, 395-398.
- Schubert, F., M. Tóth, T. (2003): Successive, isothermal hydrocarbon migration events recorded by fluid inclusions in fracture-filling quartz in the Szeghalom Dome (Pannonian Basin, SE Hungary). *Acta Mineralogica-Petrographica*, 44, 9-17.
- Schubert, F., Diamond, L. W., M. Tóth, T. (2007): Fluid inclusion evidence of petroleum migration through a buried metamorphic dome in the Pannonian Basin, Hungary. *Chemical Geology*, 244/3-4, 357-381.
- Segall, S. W., Pollard, D. D. (1983): Joint formation in granitic rocks of the Sierra Nevada. *Geological Society of America Bulletin*, 94, 563-575.

- Serra, J. (1968): Les structures gigognes: morphologie mathématique et interprétation métallogénique. *Mineralium Deposita*, 3, 135-154.
- Shelley, D. (1993): Igneous and Metamorphic Rocks Under the Microscope. Chapman & Hall, pp. 443.
- Shervais, J. W. (1982): Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth and Planetary Science Letters*, 59, 101-118.
- Singurindy, O., Berkowitz, B. (2005): The role of fractures on coupled dissolution and precipitation patterns in carbonate rocks. *Advances in Water Resources*, 28/5, 507-521.
- Smirnova, N., Hayakawa, M., Gotoh, K., Volobuev, D. (2001): Scaling characteristics of ULF geomagnetic fields at the Guam seismoactive area and their dynamics in relation to the earthquake. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 1, 119-126.
- Sobolev, A. V., Hofmann, A. W., Nikogosian, I. K. (2000): Recycled oceanic crust observed in 'ghost plagioclase' within the source of Mauna Loa lavas. *Nature*, 404, 986-989.
- Spear, F. S. (1980): NaSi-CaAl exchange equilibrium between plagioclase and amphibole. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 72, 33-41.
- Spear, F. S. (1993): Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths. Mineralogical Society of America, Washington, DC, pp. 799.
- Spry, A. (1969): Metamorphic textures. Pergamon Press, pp. 350.
- Stasiuk, L. D. and Snowdon, L. R., (1997): Fluorescence micro-spectrometry of synthetic and natural hydrocarbon fluid inclusions: Crude oil chemistry, density and application to petroleum migration. *Applied Geochemistry*, 12, 229-241.
- Steiger, R. H., Jäger, E. (1977): Subcommittee on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochemistry. *Earth and Planetary Science Letters*, 36, 359-362.
- Strutinski, C. Puște, A., Stan, R. (2006): The metamorphic basement of Romanian Carpathians: a discussion of K-Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages. *Studia Universitatis Babeș-Bolyai, Geologia*, 51/1-2, 15-21.
- Stumm, V., Morgan, J. J. (1996): Aquatic Chemistry. Wiley-Interscience, New York.
- Sun, S. S. (1980): Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-ocean ridges, ocean islands and island arcs. *Philos. Trans. R. Soc. London, Ser. A*, 297, 409-445.

- Sun, S. S., McDonough, W. F. (1989): In *Magmatism in the Ocean Basins*, Geological Society, London, *Special Publications*, 42, 313-345.
- Svensson, U. (2001): A continuum representation of fracture networks. Part I.: Method and basic test cases. *Journal of Hydrology*, 250, 170-186.
- Szalay, Á. (1977): Metamorphic-granitogenic rocks of the basement complex of the Great Hungarian Plain, Eastern Hungary. *Acta Mineralogica-Petrographica*, 23/1, 49-69.
- Szalay, Á. (1988): Maturation and migration of hydrocarbons in the Southeastern Pannonian Basin. In: Royden, L., Horváth, F. (eds.): *The Pannonian Basin: A Study in Basin Evolution*. AAPG, Tulsa, OK. *AAPG Memoir*, 45, 347-354.
- Szederkényi, T. (1984): Az Alföld kristályos aljzata és földtani kapcsolatai. MTA Doktori értekezés.
- Szederkényi, T., Árkai, P., Lelkes-Felvári, Gy. (1991): Crystalline groundfloor of the Great Hungarian Plain and South Transdanubia. In: Karamata, S. (ed.): *Geodynamic evolution of the Pannonian Basin*, 261-273.
- Szepesházy, K. (1966): A kristályos aljzat fontosabb közettípusai a Duna-Tisza köze középső és déli részén. *MÁFI Évi Jelentés 1966-ról*, 257-289.
- Szepesházy, K. (1971): Közettani adatok a Közép-Tiszántúl kristályos aljzatának ismeretéhez. A MÁFI évi jelentése 1971-ről, 141-168.
- Szepesházy, K. (1973): A Duna Tisza Köze déli részének metamorf kőzetei. A MÁFI évi jelentése az 1973. évről, 147-166.
- Szili-Gyémánt, P. (1986): Metamorphic formations in Tiszántúl: The Körös-Berettyó and the Áltósd Units. *Acta Geologica Hungarica*, 29, 305-316.
- T. Kovács, G., Kurucz, B. (1984): A Dél-Alföld mezozoikumnál idősebb képződményei. A MÁFI alkalmi kiadványa, Budapest, pp. 55.
- Tabata, H., Yamauchi, K., Maruyama, S. (1998): Tracing the extent of a UHP metamorphic terrane: Mineral-inclusion study of zircons in gneisses from the Dabie Shan. In: Hacker, B., Liu, J. G. (eds.): *When continents collide. Geodynamics and Geochemistry of ultrahigh-pressure rocks*. Dordrecht, Kluwer, 262-273.
- Takahashi, M., Nagahama, H., Masuda, T., Fujimura, A. (1998): Fractal analysis of experimentally, dynamically recrystallized quartz grains and its possible application as a strain rate meter. *Journal of Structural Geology*, 20/2-3, 269-275.

- Tari, G., Dövényi, P., Dunkl, I., Horváth, F., Lenkey, L., Stefanescu, M., Szafián, P., Tóth, T. (1999): Lithospheric structure of the Pannonian basin derived from seismic, gravity and geothermal data. In: Durand, B., Jolivet, L., Horváth, F., Séranne, M. (eds.): The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen. *Geological Society, London, Special Publications*, 156, 215-250.
- Tari, G., Horváth, F., Rümpler, J. (1992): Styles of extension in the Pannonian Basin. *Tectonophysics*, 208, 203-219.
- Taud, H., Martinez-Angeles, T. R., Parrot, J. F., Hernandez-Escobedo, L. (2005): Porosity estimation method by X-ray computed tomography. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 47, 209-217.
- Taylor, H. P. (1977): Water-rock interactions and the origin of H₂O in granitic batholiths. The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition. *Journal of Geological Society of London*, 133, 509-558.
- Teinturier, S., Pironon, J., Walgenwitz, F., (2002): Fluid inclusion and PVTX modelling: examples from the Garn Formation in well 6507/2-2, Haltenbanken, Mid-Norway. *Marine and Petroleum Geology*, 19, 755-765.
- Telesca, L., Lapenna, V., Macchiato, M. (2004): Mono- and multi-fractal investigation of scaling properties in temporal patterns of seismic sequences. *Chaos, Solitons and Fractals*, 19, 1-15.
- Terzaghi, R. (1965): Sources of error in joint surveys. *Geotechnique*, 15, 287-304.
- Tezuka, K., Watanabe, K. (2000): Fracture network modelling of Hijiori hot dry rock reservoir by deterministic and stochastic crack network simulator (D/SC). Proceedings World Geothermal Congress, 3933-3938.
- Thomson, P. F., Pflug, H. D. (1953): Pollen und Spores des Mitteleuropäischen Tertiärs. *Paleontographica B*, 94/2, 1-138.
- Thomson, S. N., Zeh, A. (2000): Fission-track thermochronology of the Ruhla Crystalline Complex: new constraints on the post-Variscan thermal evolution of the NW Saxo-Bohemian Massif. *Tectonophysics*, 324/1-2, 17-35.
- Timar-Geng, Z., Fügenschuh, B., Schaltegger, U., Wetzel, A. (2004): The impact of the Jurassic hydrothermal activity on zircon fission track data from the southern Upper Rhine Graben area. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 84, 257-269.

- Todd C. S., Engi M. (1997) Metamorphic field gradients in the Central Alps. *Journal of Metamorphic Geology*, 15, 513-530.
- Tóth, J. (1963): Theoretical analysis of groundwater flow in small drainage basins. *Journal of Geophysical Research*, 68, 4795-4812.
- Tóth, J. (1995): Hydraulic continuity in large sedimentary basins. *Hydrogeology Journal*, 3, 4-16.
- Tóth, J., Almási, I. (2001): Interpretation of observed fluid potential patterns in a deep sedimentary basin under tectonic compression: Hungarian Great Plain, Pannonian Basin. *Geofluids*, 1, 11-36.
- Tseng, H. Y., Pottorf, R. J. (2002): Fluid inclusion constraints on petroleum PVT and compositional history of the Greater Alwyn-South Brent petroleum system, northern North sea. *Marine and Petroleum Geology*, 19, 797-809.
- Tsuchiya, N., Nakatsuka, K. (1995): A two-dimensional mono-fractal approach to natural fracture networks in rock. *Geotherm. Sci. Tech.*, 6, 63-82.
- Turcotte, D. L. (1992): Fractals and chaos in geology and geophysics. Cambridge University Press, pp. 221.
- Twiss, R. J., Moores, E. (1992): Structural geology. W H Freeman, pp. 532.
- Vakarcs, G. (1997): Sequence stratigraphy of the Cenozoic Pannonian Basin, Hungary. PhD értekezés, Rice University, Houston, Texas, pp. 514.
- van Balen, R., Cloetingh, S. (1994): Tectonic control of the sedimentary record and stress-induced fluid flow: constraints from basin modelling. *Geological Society, London, Special Publications*, 78, 9-26.
- van Balen, R., Cloetingh, S. (1995): Neural network analyses of stress-induced overpressures in the Pannonian Basin. *Geophysical Journal International*, 121/2, 532-544.
- van Geet, M., Swennen, R. (2001): Quantitative 3D-fracture analysis by means of microfocus X-ray computer tomography (μ CT): An example from coal. *Geophysical Research Letters*, 28/17, 3333-3336.
- Varga, A., Szakmány, Gy., Árgyelán, T., Józsa, S., Raucsik, B., Máthé, Z. (2007): Complex examination of the Upper Paleozoic siliciclastic rocks from southern Transdanubia, SW Hungary – Mineralogical, petrographic and geochemical study. *Geological Society of America Special Paper*, 420, 221-239.

- Vass, I. (2005): Az α -D-nomogramok és használatuk repedezett kőzettestek vizsgálatára. Diplomamunka, SZTE, Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék, pp. 52.
- Vermeesch, P. (2006): Tectonic discrimination of basalts with classification trees. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70, 1839-1848.
- Vermilye, J. M., Scholz, C. H. (1995): Relation between vein length and aperture. *Journal of Structural Geology*, 17/3, 423-434.
- Vernon, R. H., Collins, W. J. (1988): Igneous microstructures in migmatites. *Geology*, 16, 1126-1129.
- Voll, G. (1980): Ein Querprofil durch die Schweizer Alpen vom Vierwaldstatter See zur Wurzelzone-Strukturen und ihre Entwicklung durch Defomationsmechanismen wichtiger Minerale. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*, 160, 321-335.
- Wackernagel, H. (1995): Multivariate Geostatistics. Springer, Berlin, pp. 256.
- Wagner, R., Kühn, M. Meyn, V., Pape, H., Vath, U., Clauser, C. (2005): Numerical simulation of pore space clogging in geothermal reservoirs by precipitation of anhydrite. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 42/7-8, 1070-1081.
- Wang, M., Kulatilake, P. H. S. W., Um, J., Narvaiz, J. (2002): Estimation of REV size and three-dimensional hydraulic conductivity tensor for a fractured rock mass through a single well packer test and discrete fracture fluid flow modelling. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 39, 887-904.
- Wanliss, J. A., Cersosimo, D. O. (2006): Scaling properties of high latitude magnetic field data during different magnetospheric conditions. *Int. Conf. Substorms*, 8, 325-329.
- Weaver, S. D., Saunders, A. D., Pankhurst, R. J., Tarney, J. (1979): A geochemical study of magmatism associated with the initial stages of back-arc spreading. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 68, 151-169.
- Weiss, J. (2001): Fracture and fragmentation of ice: a fractal analysis of scale invariance. *Engineering Fracture Mechanics*, 68/17-18, 1975-2012.
- Wemmer, K., Ahrendt, H. (1997): Comparative K-Ar and Rb-Sr age determinations of retrograde processes on rocks from the KTB deep drilling project. *Geologische Rundschau*, 86 Suppl, 272-285.
- Wheeler, J. (1984): A new plot to display the strain of elliptical markers. *Journal of Structural Geology*, 6, 417-423.

- White, S. H., Burrows, S. E., Carreras, J., Shaw, N. D., Humphreys, F. J. (1980): On mylonites in ductile shear zones. *Journal of Structural Geology*, 2, 175-187.
- Wickham, S. M., Peters, M. T., Fricke, H. C., O'Neil, J. R. (1993): Identification of magmatic and meteoric fluid sources and upward-moving and downward-moving infiltration front sin a metamorphic core complex. *Geology*, 21, 81-84.
- Wildenschild, D., Hopmans, J. W., Vaz, C. M. P., Rivers, M. L., Rikard, D., Christensen, B. S. B. (2002): Using X-ray computed tomography in hydrology: systems, resolutions, and limitations. *Journal of Hydrology*, 267, 285-297.
- Wildenschild, D., Culligan, K. A.; Christensen, B. S. B. (2004): Application of x-ray microtomography to environmental fluid flow problems. In: Bonse, U. (ed.): Developments in X-Ray Tomography IV., *Proceedings of the SPIE*, 5535, 432-441.
- Wintsch, R. P., Christoffersen, R., Kronenberg, A. K. (1995): Fluid-rock reaction weakening of fault zones. *Journal of Geophysical Research*, 100, 13021-13032.
- Witherspoon, P. A., Wang, J. S. Y., Iwai, K., Gale, J. E. (1980): Validity of cubic law for fluid flow in deformable rock fracture. *Water Resources Research*, 16/6, 1016-1024.
- Withjack, E. M. (1988): Computed tomography for rock-property determination and fluid-flow visualization. *Society of Petroleum Engineers Form. Eval.*, 3, 696-704.
- Wodehouse, R. P. (1933): The oil shales of Eocene Green River Formation. *Bulletin of the Torrey Botanical Club*, 60, 479-524.
- Wood, D. A. (1980): The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establish the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British tertiary volcanic province. *Earth and Planetary Science Letters*, 50, 11-30.
- Woodhead, J., Eggins, S., Gamble, J. (1993): High field strength and transition element systematics in island arc and back-arc basin basalts: Evidence for multi-phase melt extraction and a depleted mantle wedge. *Earth and Planetary Science Letters*, 114/4, 491-504.
- Yamada, R., Tagami, T., Nishimura, S., Ito, H. (1995): Annealing kinetics of fission tracks in zircon: an experimental study. *Chemical Geology*, 122, 249-258.
- Yang, H. S., Kang, J. G., Kim, K. S., Kim, C. S. (2004): Groundwater flow characterization in the vicinity of the underground caverns in fractured rock masses by numerical modelling. *Geosciences Journal*, 8/4, 401-413.

- Yaxley, G. M., Sobolev, A. V. (2007): High-pressure partial melting of gabbro and its role in the Hawaiian magma source. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 154/4, 371-383.
- Yielding, G., Walsh, J. J., Watterson, J. (1992): The prediction of small scale faulting in reservoirs. *First Break*, 10, 449-460.
- Zachar J., M Tóth, T. (2001): Myrmekite-bearing gneiss from the Szeghalom Dome (Pannonian Basin, SE Hungary). Part II.: Origin and spatial relationships. *Acta Mineralogica-Petrographica*, 42, 39-43.
- Zachar, J., M. Tóth, T. (2004): Petrology of the metamorphic basement of the Tisza block at the Jánoshalma high, S Hungary. *Acta Geologica Hungarica*, 47/4, 349-371.
- Zachar, J., M. Tóth, T., Janák, M. (2007): Kyanite eclogite from the Jánoshalma high, crystalline basement of the Tisza Unit, southern Hungary. *Lithos*, 99, 249-265.
- Zack, T., Kronz, A., Foley, S. F., Rivers, T. (2002): Trace element abundances in rutiles from eclogites and associated garnet mica schists. *Chemical Geology*, 184, 97-122.
- Zang, W., Fyfe, W. S. (1995): Chloritisation of the hydrothermally altered bedrock at the Igarape Bahia gold deposit, Carajas, Brazil. *Mineralium Deposita*, 30, 30-38.
- Żelaźniewicz, A., Bachliński, R., Nowak, I., Sergeev, S. A. (2006): Cadomian Versus Variscan Fabrics in the Desná Dome Basement Rocks, East Sudetes. *Geolines*, 20, 140-141.
- Zhang, X., Sanderson, D. J. (2002): Numerical Modelling and Analysis of Fluid Flow and Deformation of Fractured Rock Masses. Pergamon press, pp. 288.
- Zhang, X., Sanderson, D. J., Harkness, R. M., Last, N. C. (1996): Evaluation of the 2-D permeability tensor for fractured rock masses. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences, Geomech. Abst.*, 33/1, 17-37.
- Zimmerman, R. W., Bodvarsson, S. (1996): Hydraulic conductivity of rock fractures. *Transport in Porous Media*, 23/1, 1-30.
- Zurbruggen, R. (1996): Crustal genesis and uplift history of the Strona-Ceneri zone (Southern Alps): a combined petrological, structural, geochemical, isotopic and paleomagnetic study. PhD értekezés, University of Bern, pp. 235.

TÁBLÁZATOK

III.1. táblázat – Aktivitásmodellek Berman (1988) többször kiegészített termodinamikai adatbázisa alapján a TWQ és a Domino/Theriak modellezésre

Ásvány	Modell típusa	Szélső tagok
Amfibol	Ideális, Margules MÄDER & BERMAN (1992)	Tschermakit Edenit Tremolit
Klinopiroxén	Ideális	Diopszid Hedenbergit Jadeit
Biotit	Ideális	Annit Flogopit
Fehér csillám	Ideális, Margules CHATTERJEE & FROESE (1975)	Muszkovit Paragonit
Plagioklász	Ideális	Albit Anortit
Terner földpát	Ideális, Margules FUHRMAN & LINDSLEY (1988)	Albit Anortit K-földpát
Klorit	Ideális	Klinoklór Pennin
Gránát	Ideális, Margules GANGULY & SAXENA (1984), BERMAN (1990)	Almandin Pirop Grosszulár
Epidot	Ideális	Epidot Klinozoizit
Ilmenit	Ideális	Ilmenit Geikelit
Spinell	Ideális	Spinell Hercinit

IV.1. táblázat – Az ortogneisz jellegzetes fő-, és nyomelem összetétele

	4913	4984	4991	5036	5039	5120	5121	5124	5125	5128	6219	6232
SiO₂	72.23	65.21	54.68	54.32	63.83	60.81	62.51	61.66	69.02	72.53	57.54	62.07
TiO₂	0.19	0.65	0.93	0.89	0.81	0.86	0.82	0.73	0.46	0.36	0.90	0.87
Al₂O₃	13.23	15.66	16.34	15.33	14.52	16.89	15.96	16.69	14.96	14.06	16.69	11.17
Fe₂O₃	1.47	4.38	8.25	9.60	6.73	6.39	5.85	5.57	3.48	3.47	8.16	9.50
MnO	0.02	0.05	0.14	0.12	0.11	0.11	0.12	0.13	0.04	0.04	0.09	0.20
MgO	0.79	1.64	4.18	4.37	2.47	2.61	2.60	2.33	1.24	1.49	4.76	4.56
CaO	3.29	3.00	4.90	3.82	1.02	2.56	3.14	4.28	2.48	2.32	2.47	6.63
Na₂O	4.28	4.66	3.38	4.54	4.28	5.28	5.09	5.01	4.90	4.43	4.52	3.30
K₂O	1.16	2.50	4.52	1.64	1.67	2.35	2.30	2.40	2.13	1.16	2.28	0.88
P₂O₅	0.10	0.19	0.18	0.15	0.15	0.24	0.21	0.19	0.11	0.09	0.19	0.22
LOI	3.24	2.06	2.50	5.22	4.41	1.90	1.40	1.01	1.18	0.05	2.40	0.60
Cr	51	49	182	157	28	45	32	33	32	45	150	331
Ni	19	21	48	51	25	15	13	14	13	10	64	106
Co	5	10	22	20	10	10	14	11	7	10	24	25
V	31	76	193	256	126	114	94	96	60	54	196	134
Cu	26	51	100	103	74	82	75	69	34	39	113	140
Pb	0.3	1.6	0.5	2.2	5.8	3.5	4.2	3.6	4.6	1.5	0.0	2.0
Zn	16	4	29	27	149	4	8	2	6	6	44	1
Rb	32	44	138	53	62	78	55	81	64	60	62	13
Ba	416	795	1156	945	499	758	814	570	692	270	531	91
Sr	178	630	358	265	328	261	297	331	270	317	412	258
Ga	9.7	19.4	18.7	18.3	17.9	20.8	16.3	18.9	15.4	16.4	20.4	22.4
Nb	3	14	8	4	8	6	8	10	4	6	7	21
Zr	28	217	144	142	145	257	198	166	137	120	140	108
Y	8	15	36	19	23	26	30	34	11	13	29	27
Th	12	7	9	6	21	5	11	5	7	10	9	4
U	0.8	11.2	3.2	1.1	3.3	4.0	7.7	4.2	10.1	13.4	1.2	0.0

IV.2. táblázat – A szillimanitos gneisz jellegzetes fő-, és nyomelem összetétele

	4933	4943	4944	5006	5034	5263	5343	5344	6205
SiO₂	52.93	60.86	56.02	65.16	65.03	58.98	66.04	65.40	64.72
TiO₂	1.25	1.09	1.22	0.84	0.70	0.89	0.75	0.83	0.84
Al₂O₃	16.86	15.53	15.86	15.54	14.14	17.25	14.74	14.22	14.85
Fe₂O₃	9.87	10.67	8.10	6.19	7.34	7.95	6.19	6.81	6.28
MnO	0.11	0.17	0.10	0.04	0.12	0.25	0.09	0.09	0.08
MgO	4.33	3.35	3.02	2.97	2.39	3.09	2.92	3.31	3.45
CaO	5.58	1.65	6.81	0.84	3.49	3.74	1.42	1.74	2.90
Na₂O	3.87	3.86	3.96	2.70	3.42	3.55	2.87	2.78	2.90
K₂O	1.51	1.37	1.55	2.88	1.10	2.77	2.76	2.87	2.22
P₂O₅	0.25	0.20	0.60	0.19	0.08	0.20	0.18	0.21	0.18
LOI	3.44	1.25	2.76	2.65	2.19	1.33	2.04	1.74	1.58
Cr	136	81	39	160	35	122	114	141	148
Ni	26	30	21	67	16	61	39	49	52
Co	23	25	24	18	10	20	13	19	26
V	287	218	198	115	138	148	118	124	141
Cu	138	123	120	93	69	121	77	94	87
Pb	2.5	0.4	2.0	3.4	0.4	3.6	1.2	2.2	1.6
Zn	14	69	14	11	23	73	34	22	24
Rb	39	41	42	90	47	71	94	100	107
Ba	598	1287	514	1273	465	536	849	780	480
Sr	521	242	205	145	254	516	233	189	304
Ga	23.1	16.8	23.0	20.6	14.0	23.1	16.9	16.8	18.4
Nb	9	6	17	13	3	18	12	13	10
Zr	124	154	193	197	103	174	170	198	175
Y	32	32	30	24	16	37	24	28	30
Th	10	7	8	17	10	22	15	16	18
U	3.5	4.2	8.9	10.7	1.3	12.8	8.6	7.7	8.1

IV.3. táblázat – A metabázikus kőzetek jellegzetes fő-, nyomelem és ritkaföldfém összetétele

	1286	4636	6230	4633	5158	5284	1080	6185	6222	4928	5204	6227
	B	B	B	A1	A1	A1	A2	A2	A2	C	C	C
SiO ₂	45.02	45.70	49.14	50.83	47.40	50.28	48.58	50.17	46.90	49.96	45.49	50.08
TiO ₂	1.13	1.50	0.84	1.20	1.09	1.55	2.94	1.44	2.40	3.23	2.66	1.46
Al ₂ O ₃	13.94	16.62	11.56	14.95	15.21	13.87	13.99	18.55	16.25	12.55	12.94	16.19
Fe ₂ O ₃	11.09	12.69	14.88	9.72	10.63	13.05	15.39	10.61	14.34	17.44	12.16	11.80
MnO	0.15	0.33	0.27	0.20	0.16	0.15	0.18	0.15	0.14	0.34	0.13	0.18
MgO	8.03	7.97	3.24	6.66	8.02	6.60	6.57	6.13	5.63	3.96	6.75	5.27
CaO	9.61	6.34	7.92	8.56	7.13	6.81	3.61	6.51	7.13	7.25	11.59	8.19
Na ₂ O	2.75	3.54	2.78	3.95	3.92	2.77	0.93	3.41	3.37	2.21	3.65	3.59
K ₂ O	0.58	1.55	0.68	1.06	0.66	0.59	1.18	1.13	1.50	1.82	0.86	1.92
P ₂ O ₅	0.11	0.27	0.23	0.19	0.13	0.13	0.58	0.08	0.27	1.08	0.44	0.36
LOI	8.14	4.52	7.82	3.09	5.51	5.30	7.77	2.76	3.02	1.78	4.03	1.63
Cr	319.00	265	149	292	261	97	161	248	87	38	456	151
Ni	117.00	99	23	87	60	41	48	57	25	21	237	51
Co	41.00	47	22	33	37	47	52	49	53	27	53	29
Sc	31.00	32	99	29	34	35	53	29	39	35	23	27
V	261.00	313	170	224	245	365	451	232	576	211	235	201
Rb	16.00	41	15	27	16	27	53	33	37	46	11	61
Ba	992.00	1048	206	483	155	99	132	380	839	787	576	728
Sr	405.00	421	192	362	190	283	39	257	371	180	451	395
Ga	17.00	19	25	19	18	19	24	22	21	29	20	24
Ta	0.02	0	0	0	0	0	1	1	0	1	2	1
Nb	3.00	5	8	9	5	2	20	11	4	27	43	18
Hf	2.20	2	5	3	2	3	5	6	2	9	5	10
Zr	85.00	71	188	100	79	109	196	218	79	315	240	450
Y	26.00	28	36	27	33	50	44	30	27	85	25	63
Th	0.78	0.10	0.10	0.90	0.80	1.00	1.80	1.90	1.50	3.70	2.90	3.39

IV.3. táblázat – A metabázikus kőzetek jellegzetes fő-, nyomelem és ritkaföldfém összetétele; folytatás

	1286	4636	6230	4633	5158	5284	1080	6185	6222	4928	5204	6227
	B	B	B	A1	A1	A1	A2	A2	A2	C	C	C
La	4.15	5.55	8.80	9.95	8.75	6.95	15.60	16.30	13.30	25.00	27.60	35.50
Ce	10.50	13.50	20.00	22.50	20.50	22.50	35.50	33.00	33.00	64.00	57.00	82.00
Nd	8.00	8.00	8.00	10.00	10.00	8.00	14.00	12.00	16.00	35.00	22.00	44.00
Sm	2.62	2.82	3.52	3.71	3.57	4.91	6.39	4.44	4.68	11.80	6.60	10.80
Eu	1.06	1.15	1.61	1.35	1.17	1.55	1.05	1.49	1.42	3.50	2.19	2.10
Tb	0.80	0.60	1.00	0.80	0.87	1.30	1.20	0.90	0.90	2.40	1.00	1.70
Yb	2.27	2.04	3.29	2.21	3.15	4.45	3.57	2.47	1.86	6.75	1.47	5.16
Lu	0.31	0.30	0.47	0.30	0.41	0.59	0.49	0.35	0.26	0.96	0.21	0.75

IV.4.1. táblázat – Az ortogneiszt alkotó földpátok reprezentatív összetételei

	4939	4939	4939	4939	4939	4940	4940	4940	4940	4940	4940	4940	4940	4940
	kfp1	kfp2	pl1	pl2	pl3	kfp1	kfp2	pl1	pl2	pl3	pl4	pl5	pl6	pl7
SiO ₂	63.89	64.41	65.60	63.67	61.73	66.11	66.26	61.64	61.67	59.91	58.45	62.00	61.56	65.73
TiO ₂	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	18.32	18.24	22.37	22.71	23.51	17.01	17.57	23.25	25.05	26.36	29.79	20.20	23.30	21.42
FeO	0.05	0.36	0.23	0.56	0.00	0.10	0.05	0.16	0.15	0.18	0.66	0.12	0.18	0.02
MnO	0.00	0.02	0.01	0.01	0.02	0.00	0.00	0.04	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.03
MgO	0.03	0.00	0.00	0.05	0.02	0.00	0.00	0.03	0.12	0.06	0.34	0.03	0.00	0.00
CaO	0.03	0.02	2.39	3.50	4.05	0.00	0.00	7.05	7.63	8.92	5.67	8.70	6.74	4.61
Na ₂ O	0.60	0.27	7.21	7.59	8.75	0.64	0.23	6.90	6.95	5.71	3.50	7.50	7.06	8.53
K ₂ O	15.68	16.99	0.23	0.40	0.24	15.34	16.02	0.11	0.07	0.64	2.93	0.12	0.06	0.17
Összes	98.59	100.31	98.04	98.50	98.31	99.20	100.14	99.20	101.67	101.79	101.35	98.67	98.94	100.51
	mag	perem	incl	incl	incl	mag	perem							
Si	2.99	2.99	2.90	2.84	2.77	3.06	3.05	2.76	2.70	2.63	2.57	2.81	2.76	2.88
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	1.01	1.00	1.17	1.19	1.24	0.93	0.95	1.23	1.29	1.36	1.54	1.08	1.23	1.11
Fe	0.00	0.01	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.02	0.00	0.01	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00
Ca	0.00	0.00	0.11	0.17	0.20	0.00	0.00	0.34	0.36	0.42	0.27	0.42	0.32	0.22
Na	0.05	0.02	0.62	0.66	0.76	0.06	0.02	0.60	0.59	0.49	0.30	0.66	0.61	0.72
K	0.94	1.00	0.01	0.02	0.01	0.91	0.94	0.01	0.00	0.04	0.16	0.01	0.00	0.01
Összes	5.00	5.03	4.83	4.90	4.99	4.96	4.96	4.93	4.95	4.95	4.89	4.98	4.94	4.94
	8 oxigén	8 oxigén	8 oxigén	8 oxigén	8 oxigén	8 oxigén	8 oxigén	8 oxigén	8 oxigén	8 oxigén	8 oxigén	8 oxigén	8 oxigén	8 oxigén
An	0.14	0.08	15.23	19.75	20.10	0.00	0.00	35.85	37.60	44.57	36.60	38.82	34.41	22.77
Ab	5.52	2.40	83.01	77.56	78.50	5.96	2.14	63.49	61.98	51.64	40.88	60.56	65.23	76.23
Or	94.34	97.52	1.76	2.69	1.41	94.04	97.86	0.67	0.41	3.79	22.52	0.62	0.36	1.00

IV.4.1. táblázat – Az ortogneiszt alkotó földpátok reprezentatív összetételei; folytatás

	4940	4940	4940	5112	5112	5112	5112	5112	5112	Fu-12	Fu-12	Fu-12
	pl8	pl9	pl10	kfp1	kfp2	pl1	pl2	pl3	pl4	pl1	pl2	pl3
SiO ₂	66.05	64.97	71.09	64.17	63.09	61.13	61.93	69.65	61.53	62.16	67.25	66.27
TiO ₂	0.02	0.00	0.00	0.09	0.04	0.03	0.02	0.00	0.00	0.07	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	19.66	20.74	18.93	18.65	18.19	24.52	24.45	19.95	24.43	23.33	20.18	21.19
FeO	0.07	0.07	0.03	0.63	0.64	0.21	0.25	0.58	0.24	0.24	0.30	0.68
MnO	0.00	0.03	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.02	0.05	0.00	0.03	0.00
MgO	0.00	0.03	0.06	0.22	0.05	0.00	0.00	0.10	0.00	0.00	0.13	0.00
CaO	3.95	4.21	0.23	0.47	0.04	5.98	6.01	0.08	5.98	4.78	4.14	3.06
Na ₂ O	8.13	7.94	9.82	0.68	0.12	6.60	7.38	9.09	7.65	9.58	9.44	8.92
K ₂ O	0.33	0.22	0.29	15.25	16.60	0.20	0.18	0.06	0.16	0.34	0.35	0.35
Összes	98.22	98.21	100.49	100.16	98.76	98.67	100.21	99.53	100.05	100.52	101.84	100.47
				mag	perem							
Si	2.95	2.90	3.06	2.96	2.97	2.74	2.74	3.03	2.73	2.76	2.92	2.90
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	1.03	1.09	0.96	1.02	1.01	1.29	1.27	1.02	1.28	1.22	1.03	1.09
Fe	0.00	0.00	0.00	0.02	0.03	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00
Ca	0.19	0.20	0.01	0.02	0.00	0.29	0.28	0.00	0.28	0.23	0.19	0.14
Na	0.70	0.69	0.82	0.06	0.01	0.57	0.63	0.77	0.66	0.82	0.79	0.76
K	0.02	0.01	0.02	0.90	1.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.02	0.02	0.02
Összes	4.90	4.90	4.88	5.00	5.02	4.91	4.95	4.85	4.97	5.05	4.97	4.94
	8 oxigén	8 oxigén	8 oxigén	8 oxigén	8 oxigén	8 oxigén	8 oxigén	8 oxigén	8 oxigén	8 oxigén	8 oxigén	8 oxigén
An	20.72	22.35	1.25	2.38	0.18	32.93	30.69	0.47	29.88	21.22	19.13	15.60
Ab	77.20	76.26	96.86	6.18	1.08	65.76	68.21	99.12	69.18	76.98	78.94	82.28
Or	2.08	1.39	1.88	91.44	98.73	1.31	1.10	0.41	0.93	1.80	1.93	2.12

[illegible]

IV.4.2. táblázat – Az ortogneiszt alkotó biotitok és muszkovitok reprezentatív összetételei; folytatás

	4939	5260	5260	5260	5260	5274	5274	5274	5288	5288	5288	5274
	bio1	bio1	bio2	bio3	bio4	bio1	bio2	bio3	bio1	bio2	bio3	mu1
Si	5.38	5.57	5.42	5.53	5.56	5.54	5.67	5.79	5.67	5.66	5.60	6.45
Al	2.62	2.43	2.58	2.47	2.44	2.46	2.33	2.21	2.33	2.34	2.40	1.55
Al	0.03	0.54	0.50	0.74	0.68	0.70	0.77	0.70	0.58	0.64	0.61	3.71
Ti	0.44	0.18	0.16	0.23	0.21	0.20	0.20	0.16	0.16	0.15	0.20	0.03
Fe(ii)	3.62	2.47	2.68	2.17	2.28	2.69	2.61	2.75	1.79	1.84	1.92	0.18
Mn	0.06	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.00	0.01	0.02	0.02	0.00
Mg	1.75	2.58	2.80	2.47	2.53	2.15	2.08	2.34	3.21	3.15	2.95	0.19
Ca	0.00	0.03	0.05	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.02	0.05	0.06	0.02	0.02	0.02	0.00	0.00	0.02	0.02	0.01	0.07
K	1.88	1.84	1.26	1.96	1.90	1.81	1.80	1.27	1.93	1.79	2.00	1.47
Összes	15.81	15.71	15.54	15.62	15.64	15.60	15.49	15.23	15.69	15.61	15.70	13.66

IV.4.3. táblázat – Az ortogneisz klinopiroxén xenokristályainak reprezentatív összetétele

	Fu-12	Fu-12	Fu-12	Fu-12	Fu-12	Fu-12	Fu-12	Fu-12	Fu-12
	cpx1	cpx2	cpx3	cpx4	cpx5	cpx6	cpx7	cpx8	cpx9
SiO ₂	53.94	56.46	52.41	50.70	51.93	57.63	53.55	54.42	54.56
TiO ₂	0.02	0.02	0.06	0.04	0.00	0.11	0.07	0.02	0.12
Al ₂ O ₃	1.61	1.70	1.38	1.35	0.26	1.42	1.06	0.88	0.65
FeO	15.99	11.82	12.71	14.26	15.77	15.53	16.75	16.88	15.93
MnO	0.53	0.45	0.61	0.82	1.39	0.78	0.80	0.73	0.83
MgO	10.75	10.95	9.97	9.71	9.70	10.36	9.03	9.42	9.71
CaO	14.77	17.27	20.66	20.48	19.47	15.14	19.46	18.55	18.49
Na ₂ O	0.73	0.91	0.83	0.75	0.16	0.76	0.71	0.55	0.61
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.05	0.02	0.00
Összes	98.35	99.64	98.63	98.14	98.72	101.75	101.47	101.46	100.91
		mag	perem			mag	perem		
Si	2.06	2.09	2.01	1.98	2.02	2.11	2.02	2.05	2.05
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	0.07	0.07	0.06	0.06	0.01	0.06	0.05	0.04	0.03
Fe	0.51	0.37	0.41	0.47	0.51	0.48	0.53	0.53	0.50
Mn	0.02	0.01	0.02	0.03	0.05	0.02	0.03	0.02	0.03
Mg	0.61	0.60	0.57	0.57	0.56	0.57	0.51	0.53	0.54
Ca	0.60	0.69	0.85	0.86	0.81	0.59	0.79	0.75	0.75
Na	0.05	0.07	0.06	0.06	0.01	0.05	0.05	0.04	0.04
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Összes	3.93	3.90	3.99	4.02	3.98	3.88	3.98	3.95	3.95
	6 oxigén	6 oxigén	6 oxigén	6 oxigén	6 oxigén	6 oxigén	6 oxigén	6 oxigén	6 oxigén
Wo	33.44	39.28	44.45	43.50	41.67	34.38	41.34	39.84	39.89
En	33.87	34.65	29.84	28.71	28.89	32.75	26.68	28.15	29.14
Fs	29.71	22.31	22.47	24.91	28.83	29.75	29.28	29.86	28.59
Ac	2.97	3.76	3.24	2.88	0.62	3.12	2.71	2.15	2.37

[illegible]

IV.4.4. táblázat – Az ortogneisz amfibol xenokristályainak reprezentatív összetétele; folytatás

	4939	4939	4939	4939	4939	4939	4939	4939	4939	4940	4940	4940	5112	5112
	amf1	amf2	amf3	amf4	amf5	amf6	amf7	amf8	amf9	amf1	amf2	amf3	amf2	amf3
	hastingsit	hastingsit	hastingsit	hastingsit	Fe-hbl	hastingsit	hastingsit	hastingsit	hastingsit	aktinolit	Mg-hbl	barroisit	tsch	Fe-tsch
Si	6.16	6.07	6.14	6.06	6.59	6.34	6.22	6.00	5.99	7.68	6.75	6.71	6.43	6.21
Al (iv)	1.84	1.93	1.86	1.94	1.41	1.66	1.78	2.00	2.01	0.32	1.25	1.29	1.57	1.79
T	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
Al (vi)	0.36	0.28	0.28	0.31	0.19	0.21	0.14	0.33	0.24	0.32	0.50	0.59	0.34	0.44
Ti	0.15	0.15	0.15	0.14	0.11	0.15	0.14	0.12	0.13	0.02	0.10	0.12	0.09	0.13
Fe(iii)	0.63	0.79	0.78	0.85	0.71	0.72	0.83	1.07	1.01	0.02	0.70	1.04	0.94	0.83
Fe(ii)	2.46	2.34	2.41	2.28	2.29	2.33	2.35	2.10	2.26	1.56	1.18	0.93	1.64	1.86
Mn	0.11	0.11	0.10	0.11	0.14	0.10	0.12	0.13	0.13	0.02	0.03	0.03	0.05	0.05
Mg	1.30	1.34	1.28	1.31	1.57	1.48	1.40	1.24	1.23	3.05	2.48	2.30	1.94	1.68
C	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00
Ca	1.86	1.85	1.89	1.83	1.87	1.87	1.90	1.81	1.84	1.92	1.69	1.47	1.79	1.81
Na	0.14	0.15	0.11	0.17	0.13	0.13	0.10	0.19	0.16	0.08	0.31	0.41	0.21	0.19
B	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	1.88	2.00	2.00
Na	0.31	0.32	0.28	0.31	0.20	0.31	0.35	0.23	0.30	0.00	0.10	0.00	0.20	0.27
K	0.38	0.38	0.33	0.36	0.23	0.26	0.27	0.32	0.36	0.01	0.05	0.06	0.12	0.17
A	0.69	0.70	0.61	0.67	0.43	0.57	0.62	0.55	0.66	0.01	0.15	0.06	0.32	0.44

[illegible]

IV.4.4. táblázat – Az ortogneisz amfibol xenokristályainak reprezentatív összetétele; folytatás

	5112	5112	5112	5112	5112	5112	5112	5112	5260	5260	5260	5260	5260	5260
	amf4	amf5	amf6	amf7	amf8	amf9	amf10	amf11	amf2	amf3	amf4	amf5	amf6	amf7
	tsch	Fe-tsch	tsch	Fe-tsch	Mg-hbl	Fe-hbl	tsch	Fe-tsch	tsch	tsch	Fe-tsch	tsch	tsch	tsch
Si	6.28	6.23	6.26	6.28	6.59	6.77	6.27	6.15	6.25	6.13	6.25	6.11	6.01	6.08
Al (iv)	1.72	1.77	1.74	1.72	1.41	1.23	1.73	1.85	1.75	1.87	1.75	1.89	1.99	1.92
T	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
Al (vi)	0.37	0.43	0.46	0.49	0.39	0.43	0.45	0.52	1.08	1.03	1.23	1.09	1.07	1.15
Ti	0.12	0.11	0.11	0.11	0.09	0.07	0.11	0.11	0.06	0.04	0.04	0.05	0.05	0.05
Fe(iii)	0.91	0.92	0.94	0.89	0.88	0.61	0.96	0.90	0.37	0.72	0.46	0.50	0.78	0.55
Fe(ii)	1.77	1.79	1.61	1.74	1.64	1.92	1.68	1.71	1.69	1.35	1.70	1.59	1.37	1.58
Mn	0.05	0.05	0.06	0.06	0.03	0.05	0.06	0.06	0.03	0.05	0.03	0.03	0.03	0.04
Mg	1.78	1.71	1.81	1.72	1.96	1.92	1.75	1.69	1.77	1.80	1.54	1.72	1.70	1.63
C	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00
Ca	1.80	1.78	1.78	1.74	1.73	1.82	1.72	1.78	1.88	1.77	1.72	1.84	1.74	1.80
Na	0.20	0.22	0.22	0.26	0.27	0.18	0.28	0.22	0.12	0.23	0.28	0.16	0.26	0.20
B	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
Na	0.26	0.25	0.20	0.23	0.14	0.12	0.20	0.24	0.21	0.19	0.16	0.24	0.18	0.20
K	0.14	0.17	0.13	0.16	0.10	0.10	0.17	0.19	0.10	0.07	0.10	0.11	0.12	0.11
A	0.40	0.43	0.33	0.39	0.23	0.22	0.37	0.42	0.31	0.27	0.26	0.35	0.30	0.31

IV.4.4. táblázat – Az ortogneisz amfibol xenokristályainak reprezentatív összetétele; folytatás

[illegible]

IV.4.4. táblázat – Az ortogneisz amfibol xenokristályainak reprezentatív összetétele; folytatás

	5288	5288	5288	5288	5288	5288	5288	Fu-12	Fu-12	Fu-12	Fu-12	Fu-12
	amf1	amf2	amf3	amf4	amf5	amf6	amf7	amf1	amf2	amf3	amf4	amf5
	Mg-hbl	Mg-hbl	Mg-hbl	tsch	tsch	tsch	Mg-hbl	hastingsit	Fe-edénit	Mg-hbl	tsch	barroisit
Si	6.86	6.93	6.97	6.43	6.44	6.43	6.64	6.37	6.51	6.68	6.08	6.97
Al (iv)	1.14	1.07	1.03	1.57	1.56	1.57	1.36	1.63	1.49	1.32	1.92	1.03
T	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
Al (vi)	0.61	0.72	0.65	0.87	0.83	0.92	0.71	0.24	0.09	0.05	0.22	0.23
Ti	0.02	0.03	0.03	0.04	0.04	0.03	0.04	0.22	0.17	0.12	0.13	0.11
Fe(iii)	1.03	0.36	0.49	0.74	0.90	0.73	0.83	0.63	0.71	1.53	1.48	1.88
Fe(ii)	0.49	1.09	0.92	0.84	0.73	0.83	0.79	2.12	2.42	1.40	1.54	0.80
Mn	0.05	0.03	0.04	0.03	0.04	0.04	0.04	0.08	0.09	0.10	0.10	0.09
Mg	2.80	2.77	2.88	2.47	2.47	2.44	2.59	1.71	1.54	1.80	1.54	1.87
C	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00
Ca	1.59	1.81	1.75	1.70	1.64	1.69	1.66	1.78	1.83	1.54	1.63	1.14
Na	0.24	0.19	0.25	0.30	0.36	0.31	0.34	0.22	0.17	0.28	0.37	0.30
B	1.82	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	1.81	2.00	1.44
Na	0.00	0.08	0.02	0.10	0.05	0.10	0.03	0.26	0.26	0.00	0.04	0.00
K	0.04	0.04	0.05	0.06	0.06	0.06	0.06	0.29	0.27	0.15	0.30	0.11
A	0.04	0.12	0.07	0.17	0.11	0.16	0.08	0.54	0.53	0.15	0.34	0.11

IV.4.5. táblázat – Az ortogneisz gránát xenokristályainak reprezentatív összetétele

	4939	4939	5274	5274	5274	5274	5274	Fu-4	Fu-4
	gar1	gar3	gar1	gar2	gar3	gar4	gar5	gar1	gar3
SiO₂	36.91	37.40	36.99	37.60	37.87	37.32	37.78	39.32	37.59
TiO₂	0.09	0.05	0.04	0.02	0.06	0.10	0.19	0	0.07
Al₂O₃	20.59	20.22	19.59	19.94	20.06	20.04	19.41	20.16	20.22
FeO	21.93	22.21	33.27	33.80	31.94	28.22	24.91	26.4	28.12
MnO	7.63	6.91	0.49	0.21	0.54	4.36	10.30	1.74	0.31
MgO	1.18	1.13	2.14	2.53	1.90	1.06	0.89	2.71	2.65
CaO	11.11	11.22	6.56	5.34	7.70	8.68	6.43	11.22	11.93
Na₂O	0.03	0.02	0.00	0.00	0.09	0.09	0.00	0	0.00
K₂O	0.01	0.01	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0	0.00
Összes	99.48	99.17	99.08	99.47	100.16	99.87	99.92	101.55	100.9
	mag	mag		perem	→	→	mag		
Si	2.98	3.02	3.02	3.04	3.04	3.02	3.06	3.07	2.98
Ti	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00
Al	1.96	1.92	1.88	1.90	1.90	1.91	1.86	1.85	1.89
Fe	1.48	1.50	2.27	2.28	2.14	1.91	1.69	1.72	1.86
Mn	0.52	0.47	0.03	0.01	0.04	0.30	0.71	0.11	0.02
Mg	0.14	0.14	0.26	0.31	0.23	0.13	0.11	0.32	0.31
Ca	0.96	0.97	0.57	0.46	0.66	0.75	0.56	0.94	1.01
Na	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Összes	8.04	8.02	8.04	8.01	8.02	8.03	8.00	8.01	8.08
	12 oxigén	12 oxigén	12 oxigén	12 oxigén	12 oxigén	12 oxigén	12 oxigén	12 oxigén	12 oxigén
Py	4.56	4.43	8.30	9.96	7.41	4.13	3.52	10.20	9.74
Alm	47.69	48.70	72.35	74.50	69.83	61.84	55.14	55.73	58.04
Gro	30.95	31.52	18.27	15.07	21.57	24.36	18.24	30.35	31.56
Sp	16.80	15.34	1.08	0.47	1.19	9.67	23.09	3.72	0.66

IV.4.6. táblázat – Az ortogneisz klorit szemcséinek reprezentatív összetétele

	4939	5274	5274	5274			4939	5274	5274	5274
	chl1	chl1	chl2	chl3			chl1	chl1	chl2	chl3
SiO₂	25.24	26.54	26.30	27.83						
TiO₂	0.06	0.08	0.06	0.02						
Al₂O₃	18.00	19.77	20.61	20.10						
FeO	32.21	26.29	26.50	27.81						
MnO	1.00	0.30	0.26	0.28						
MgO	10.23	14.44	14.08	14.89						
CaO	0.12	0.01	0.05	0.00						
Na₂O	0.08	0.00	0.15	0.00						
K₂O	0.10	0.02	0.11	0.08						
Összes	87.05	87.45	88.12	91.01			klinoklór	klinoklór	klinoklór	klinoklór
						Si	5.61	5.62	5.53	5.68
						Al iv	2.39	2.38	2.47	2.32
							8.00	8.00	8.00	8.00
Si	5.61	5.62	5.53	5.68						
Ti	0.01	0.01	0.01	0.00		Al vi	2.33	2.57	2.65	2.52
Al	4.72	4.93	5.11	4.83		Ti	0.01	0.01	0.01	0.00
Fe3+	0.00	0.11	0.07	0.10		Fe3+	0.00	0.11	0.07	0.10
Fe2+	6.02	4.54	4.59	4.64		Fe2+	6.02	4.54	4.59	4.64
Mn	0.19	0.05	0.05	0.05		Mn	0.19	0.05	0.05	0.05
Mg	3.39	4.56	4.41	4.53		Mg	3.39	4.56	4.41	4.53
Ca	0.03	0.00	0.01	0.00		Ca	0.03	0.00	0.01	0.00
Na	0.07	0.00	0.13	0.00		Na	0.07	0.00	0.13	0.00
K	0.06	0.01	0.06	0.04		K	0.06	0.01	0.06	0.04
Összes	20.09	19.85	19.96	19.87		Összes	20.10	19.86	19.98	19.88
	28 oxigén	28 oxigén	28 oxigén	28 oxigén						

IV.4.7. táblázat – Az ortogneisz epidot szemcséinek reprezentatív összetétele

[illegible]

IV.4.8. táblázat – Az ortogneisz ilmenit szemcséinek reprezentatív összetétele

	5112	5112	5260	5260	5260	5274
	ilm1	ilm2	ilm1	ilm2	ilm3	ilm1
SiO₂	0.72	0.20	0.00	0.24	0.07	0.61
TiO₂	53.08	44.22	52.34	51.77	51.49	49.07
Al₂O₃	0.09	0.00	0.00	0.00	0.00	0.75
FeO	42.61	52.98	45.44	45.56	44.39	41.93
MnO	1.17	0.88	1.53	1.90	1.90	5.89
MgO	0.00	0.03	0.13	0.15	0.15	0.10
CaO	0.84	0.02	0.19	0.12	0.21	0.00
Na₂O	0.00	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00
K₂O	0.00	0.01	0.01	0.03	0.01	0.19
Összes	98.51	98.35	99.68	99.76	98.23	98.54
Si	0.02	0.01	0.00	0.01	0.00	0.02
Ti	1.01	0.89	1.00	0.99	0.99	0.95
Al	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02
Fe	0.90	1.19	0.96	0.97	0.95	0.90
Mn	0.03	0.02	0.03	0.04	0.04	0.13
Mg	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00
Ca	0.02	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Összes	1.97	2.10	2.00	2.01	2.00	2.03
	3 oxigén	3 oxigén	3 oxigén	3 oxigén	3 oxigén	3 oxigén

IV.5.1. táblázat – Az eklogit xenolitok gránát szemcséinek reprezentatív összetétele

	5182	5182	5182	5182	6210	6210	6210	6210	6210	6210	6210	6210	6210	6210
	gar1	gar2	gar3	gar4	gar1	gar2	gar3	gar4	gar5	gar6	gar7	gar8	gar9	gar10
SiO₂	39.06	39.08	38.94	38.76	38.93	38.58	38.43	39.47	38.22	38.44	39.25	38.45	38.34	38.88
TiO₂	0.04	0.04	0.07	0.04	0.05	0.11	0.03	0.12	0.07	0.14	0.15	0.13	0.11	0.13
Al₂O₃	22.60	22.65	22.57	22.44	23.05	23.12	23.30	23.07	23.24	22.92	23.69	23.08	23.35	22.84
FeO	20.59	21.51	20.75	21.51	19.35	19.66	20.23	18.41	18.97	18.52	18.90	18.50	18.07	19.36
MnO	0.40	0.41	0.42	0.39	0.56	0.62	0.63	0.58	0.65	0.50	0.59	0.65	0.55	0.62
MgO	7.74	7.88	7.89	7.49	8.84	9.48	10.05	9.49	9.73	9.11	9.42	9.36	9.35	9.32
CaO	8.65	8.40	8.19	7.93	8.04	7.46	6.36	8.01	7.56	8.78	8.86	8.40	8.26	7.11
Na₂O	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.16	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K₂O	0.00	0.02	0.01	0.21	0.01	0.01	0.02	0.01	0.00	0.01	0.01	0.02	0.00	0.01
Összes	99.07	99.99	98.85	98.82	98.83	99.04	99.05	99.34	98.45	98.42	100.87	98.59	98.03	98.27
Si	3.00	2.98	2.99	2.99	2.97	2.94	2.93	2.98	2.93	2.95	2.94	2.94	2.94	2.98
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Al	2.04	2.04	2.04	2.04	2.07	2.08	2.09	2.06	2.10	2.07	2.09	2.08	2.11	2.06
Fe	1.32	1.37	1.33	1.39	1.24	1.25	1.29	1.16	1.21	1.19	1.18	1.18	1.16	1.24
Mn	0.03	0.03	0.03	0.03	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.03	0.04	0.04	0.04	0.04
Mg	0.88	0.90	0.90	0.86	1.01	1.08	1.14	1.07	1.11	1.04	1.05	1.07	1.07	1.06
Ca	0.71	0.69	0.67	0.66	0.66	0.61	0.52	0.65	0.62	0.72	0.71	0.69	0.68	0.58
Na	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Összes	7.98	8.00	7.98	8.00	7.99	8.01	8.02	7.99	8.02	8.01	8.01	8.01	8.00	7.98
	12 oxigén	12 oxigén	12 oxigén	12 oxigén	12 oxigén	12 oxigén	12 oxigén	12 oxigén	12 oxigén	12 oxigén	12 oxigén	12 oxigén	12 oxigén	12 oxigén
Py	30.08	30.06	30.76	29.40	34.28	36.16	38.18	36.64	37.17	34.93	35.26	35.83	36.32	36.35
Alm	44.88	46.02	45.37	47.36	42.08	42.05	43.10	39.86	40.65	39.81	39.66	39.69	39.40	42.35
Gro	24.16	23.03	22.94	22.37	22.41	20.45	17.36	22.22	20.77	24.18	23.82	23.08	23.08	19.93
Sp	0.88	0.89	0.93	0.87	1.22	1.35	1.37	1.28	1.42	1.08	1.26	1.41	1.20	1.37

IV.5.1. táblázat – Az eklogit xenolitok gránát szemcséinek reprezentatív összetétele; folytatás

	6210	6210	6210	6210	6210	6210	6210	6210	6210	6210	6210	6210	6210	6210
	gar11	gar12	gar13	gar14	gar15	gar16	gar17	gar18	gar19	gar20	gar21	gar22	gar1	gar1
SiO₂	39.53	38.70	39.13	38.88	38.63	39.43	38.23	38.19	38.44	38.35	38.85	38.76	37.74	37.07
TiO₂	0.13	0.14	0.23	0.06	0.14	0.15	0.02	0.07	0.05	0.02	0.17	0.12	0.01	0.03
Al₂O₃	23.46	22.85	23.00	23.15	23.05	23.42	22.96	22.93	22.91	23.07	23.28	23.59	24.07	24.12
FeO	18.63	18.78	18.16	19.39	18.92	18.74	19.65	18.75	18.75	19.27	19.53	19.30	19.93	19.68
MnO	0.60	0.55	0.58	0.63	0.62	0.59	0.59	0.54	0.47	0.57	0.56	0.57	0.54	0.55
MgO	9.66	9.37	8.90	9.37	9.86	9.19	9.53	9.26	9.14	10.01	10.07	9.61	10.75	10.37
CaO	7.91	7.99	9.08	7.50	7.36	8.34	7.40	8.64	8.33	6.82	8.12	8.59	7.89	8.66
Na₂O	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	n.d.	n.d.
K₂O	0.00	0.01	0.01	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	n.d.	n.d.
Összes	99.93	98.39	99.13	98.99	98.58	99.87	98.36	98.36	98.10	98.12	100.59	100.56	100.97	100.50
Si	2.97	2.96	2.97	2.96	2.95	2.97	2.94	2.93	2.96	2.94	2.92	2.91	2.84	2.81
Ti	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00
Al	2.08	2.06	2.06	2.08	2.07	2.08	2.08	2.08	2.08	2.09	2.06	2.09	2.13	2.15
Fe	1.17	1.20	1.15	1.23	1.21	1.18	1.26	1.20	1.21	1.24	1.23	1.21	1.25	1.25
Mn	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.03	0.04	0.04	0.04	0.03	0.04
Mg	1.08	1.07	1.01	1.06	1.12	1.03	1.09	1.06	1.05	1.15	1.13	1.08	1.20	1.17
Ca	0.64	0.66	0.74	0.61	0.60	0.67	0.61	0.71	0.69	0.56	0.65	0.69	0.64	0.70
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	n.d.	n.d.
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	n.d.	n.d.
Összes	7.98	8.00	7.99	8.00	8.00	7.98	8.02	8.02	8.00	8.01	8.04	8.03	8.10	8.11
	12 oxigén	12 oxigén	12 oxigén	12 oxigén	12 oxigén	12 oxigén	12 oxigén	12 oxigén	12 oxigén	12 oxigén	12 oxigén	12 oxigén	12 oxigén	12 oxigén
Py	36.97	36.10	34.31	36.07	37.76	35.32	36.37	35.22	35.28	38.44	37.05	35.69	38.53	37.10
Alm	39.99	40.58	39.26	41.84	40.64	40.37	42.07	40.01	40.59	41.50	40.30	40.18	40.05	39.51
Gro	21.75	22.12	25.16	20.73	20.27	23.02	20.29	23.61	23.10	18.82	21.48	22.92	20.32	22.28
Sp	1.30	1.20	1.27	1.37	1.34	1.29	1.27	1.17	1.03	1.24	1.17	1.21	1.09	1.11

IV.5.1. táblázat – Az eklogit xenolitok gránát szemcséinek reprezentatív összetétele; folytatás

	6210	6210	6210	6210	6210	6210	6210	6210	6210	6210	6210	6210	6210	6210
	gar1	gar1	gar1	gar1	gar1	gar1	gar1	gar1	gar1	gar1	gar1	gar1	gar1	gar1
SiO₂	36.65	35.83	35.87	35.57	35.72	35.73	36.04	35.91	35.61	35.29	36.09	36.09	35.83	36.17
TiO₂	0.11	0.12	0.06	0.15	0.09	0.06	0.11	0.08	0.06	0.06	0.06	0.09	0.08	0.08
Al₂O₃	24.07	23.97	24.22	24.01	23.96	24.17	24.03	24.00	23.82	23.83	23.90	23.88	24.04	23.52
FeO	19.89	19.81	20.11	19.57	19.89	19.86	19.70	20.02	19.85	20.17	20.00	19.73	20.15	20.20
MnO	0.67	0.68	0.65	0.66	0.67	0.61	0.61	0.66	0.56	0.57	0.57	0.64	0.56	0.65
MgO	10.25	10.44	10.67	10.47	10.47	10.63	10.27	10.26	10.44	10.89	10.27	10.17	10.32	10.37
CaO	9.16	8.77	8.25	8.57	8.37	8.19	8.77	8.95	8.56	7.95	8.62	8.80	8.41	8.35
Na₂O	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
K₂O	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Összes	100.83	99.66	99.87	99.02	99.22	99.28	99.56	99.91	98.94	98.79	99.56	99.45	99.43	99.38
Si	2.78	2.75	2.75	2.74	2.75	2.75	2.77	2.75	2.75	2.73	2.77	2.77	2.76	2.78
Ti	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Al	2.15	2.17	2.19	2.18	2.18	2.19	2.17	2.17	2.17	2.18	2.16	2.16	2.18	2.13
Fe	1.26	1.27	1.29	1.26	1.28	1.28	1.26	1.28	1.28	1.31	1.28	1.27	1.30	1.30
Mn	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04
Mg	1.16	1.20	1.22	1.20	1.20	1.22	1.17	1.17	1.20	1.26	1.18	1.17	1.18	1.19
Ca	0.74	0.72	0.68	0.71	0.69	0.68	0.72	0.73	0.71	0.66	0.71	0.72	0.69	0.69
Na	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
K	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Összes	8.14	8.16	8.16	8.16	8.15	8.15	8.14	8.16	8.16	8.17	8.14	8.14	8.15	8.14
	12 oxigén	12 oxigén	12 oxigén	12 oxigén	12 oxigén	12 oxigén	12 oxigén	12 oxigén	12 oxigén	12 oxigén	12 oxigén	12 oxigén	12 oxigén	12 oxigén
Py	36.12	36.97	37.78	37.41	37.35	37.95	36.71	36.27	37.22	38.56	36.66	36.42	36.87	36.95
Alm	39.32	39.34	39.92	39.22	39.81	39.79	39.51	39.68	39.71	40.06	40.06	39.63	40.39	40.35
Gro	23.21	22.31	20.99	22.02	21.47	21.03	22.54	22.72	21.94	20.23	22.13	22.65	21.60	21.38
Sp	1.35	1.38	1.31	1.35	1.37	1.24	1.24	1.33	1.13	1.14	1.15	1.31	1.13	1.32

IV.5.1. táblázat – Az eklogit xenolitok gránát szemcséinek reprezentatív összetétele; folytatás

	6210	6210	6210	6210	6210	6210	6210	6210	6210	6210	6210	6210	6210	6210
	gar1	gar1	gar1	gar1	gar1	gar1	gar1	gar1	gar1	gar1	gar1	gar1	gar1	gar1
SiO ₂	35.62	36.28	35.94	36.14	36.05	36.29	36.23	35.94	36.40	35.89	36.11	36.09	36.01	36.12
TiO ₂	0.15	0.15	0.19	0.07	0.14	0.07	0.09	0.11	0.12	0.01	0.07	0.00	0.02	0.03
Al ₂ O ₃	23.99	23.75	24.07	24.07	23.93	23.97	23.97	23.83	23.80	24.05	24.08	24.05	24.07	24.08
FeO	19.86	19.91	19.92	20.39	19.98	20.23	20.36	20.06	19.97	20.02	19.65	19.96	20.55	20.33
MnO	0.61	0.64	0.58	0.67	0.59	0.58	0.63	0.60	0.63	0.63	0.57	0.55	0.59	0.53
MgO	10.15	10.04	10.23	10.76	10.04	10.55	10.23	10.02	10.07	10.38	9.98	10.50	10.86	10.54
CaO	8.84	8.72	8.57	7.50	8.89	7.81	8.57	8.76	8.91	8.09	9.46	8.20	7.65	7.89
Na ₂ O	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
K ₂ O	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Összes	99.24	99.53	99.54	99.64	99.65	99.54	100.11	99.34	99.94	99.13	99.96	99.39	99.80	99.56
Si	2.75	2.79	2.76	2.77	2.77	2.78	2.77	2.77	2.79	2.77	2.76	2.77	2.76	2.77
Ti	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	2.18	2.15	2.18	2.17	2.17	2.17	2.16	2.16	2.15	2.18	2.17	2.18	2.17	2.18
Fe	1.28	1.28	1.28	1.31	1.28	1.30	1.30	1.29	1.28	1.29	1.26	1.28	1.32	1.30
Mn	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.03
Mg	1.17	1.15	1.17	1.23	1.15	1.21	1.17	1.15	1.15	1.19	1.14	1.20	1.24	1.21
Ca	0.73	0.72	0.70	0.62	0.73	0.64	0.70	0.72	0.73	0.67	0.78	0.67	0.63	0.65
Na	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
K	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Összes	8.15	8.13	8.14	8.14	8.14	8.13	8.14	8.14	8.14	8.14	8.15	8.14	8.15	8.14
	12 oxigén	12 oxigén	12 oxigén	12 oxigén	12 oxigén	12 oxigén	12 oxigén	12 oxigén	12 oxigén	12 oxigén	12 oxigén	12 oxigén	12 oxigén	12 oxigén
Py	36.27	36.08	36.69	38.47	35.91	37.90	36.33	35.91	35.94	37.37	35.48	37.63	38.49	37.76
Alm	39.80	40.11	40.05	40.90	40.07	40.75	40.54	40.31	39.95	40.42	39.19	40.13	40.84	40.86
Gro	22.69	22.50	22.08	19.26	22.83	20.17	21.86	22.56	22.83	20.92	24.18	21.13	19.49	20.31
Sp	1.24	1.31	1.18	1.37	1.20	1.18	1.27	1.22	1.28	1.29	1.15	1.11	1.19	1.07

IV.5.2. táblázat – Az eklogit xenolitok fehér csillám szemcséinek reprezentatív összetétele

[illegible]

IV.5.2. táblázat – Az eklogit xenolitok fehér csillám szemcséinek reprezentatív összetétele; folytatás

	5182	5182	5182	5182	6210	6210	6210	6210	6210	6210	6210	6210	6210	6210
	mu1	mu2	mu3	mu4	mu1	mu2	mu4	mu5	mu6	mu7	mu8	mu9	mu10	mu11
Si	6.44	7.06	6.63	6.48	6.02	6.07	6.76	6.76	6.40	6.72	6.69	6.61	6.68	6.37
Al	1.56	0.94	1.37	1.52	1.98	1.93	1.24	1.24	1.60	1.28	1.31	1.39	1.32	1.63
Al	3.89	3.39	3.42	3.49	3.86	3.90	3.30	3.34	3.68	3.24	3.40	3.40	3.30	3.37
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe(ii)	0.14	0.09	0.22	0.21	0.10	0.09	0.23	0.24	0.13	0.24	0.16	0.27	0.32	0.48
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Mg	0.04	0.07	0.30	0.30	0.15	0.13	0.49	0.49	0.25	0.62	0.41	0.50	0.70	0.73
Ca	0.02	0.16	0.06	0.03	0.01	0.03	0.03	0.02	0.01	0.01	0.03	0.03	0.05	0.07
Na	0.06	1.01	0.28	0.12	0.13	0.06	0.20	0.03	0.03	0.01	0.19	0.00	0.01	0.02
K	1.43	1.10	1.70	1.84	1.73	1.65	1.64	1.66	1.76	1.79	1.71	1.57	1.23	0.92
Összes	13.58	13.83	13.96	13.99	13.99	13.87	13.89	13.79	13.86	13.92	13.91	13.78	13.63	13.60

IV.5.2. táblázat – Az eklogit xenolitok fehér csillám szemcséinek reprezentatív összetétele; folytatás

[illegible]

IV.5.2. táblázat – Az eklogit xenolitok fehér csillám szemcséinek reprezentatív összetétele; folytatás

	6210	6210	6210	6210	6210	6210	6210	6210	6210
	mu12	mu13	mu14	mu15	mu16	mu17	mu18	mu19	mu20
Si	6.36	6.48	6.42	6.43	6.57	6.57	6.42	6.63	6.45
Al	1.64	1.52	1.58	1.57	1.43	1.43	1.58	1.37	1.55
Al	3.67	3.58	3.66	3.63	3.49	3.41	3.39	3.41	3.50
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Fe(ii)	0.16	0.19	0.16	0.15	0.26	0.25	0.33	0.22	0.22
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01
Mg	0.32	0.44	0.36	0.42	0.53	0.62	0.53	0.56	0.50
Ca	0.16	0.03	0.02	0.02	0.04	0.03	0.03	0.02	0.05
Na	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.01	0.02
K	1.34	1.43	1.50	1.49	1.26	1.39	1.57	1.51	1.45
Összes	13.67	13.69	13.71	13.73	13.60	13.71	13.89	13.74	13.76

IV.5.3. táblázat – Az szimplektites eklogit xenolit amfibol szemcséinek reprezentatív összetétele

[illegible]

IV.5.3. táblázat – Az szimplektites eklogit xenolit amfibol szemcséinek reprezentatív összetétele; folytatás

	5182	5182	5182	5182	5182	5182	5182	5182	5182	5182	5182	5182	5182	5182
	amf1	amf2	amf3	amf4	amf5	amf6	amf7	amf8	amf9	amf10	amf11	amf12	amf13	amf14
	Tsch	Mg-hbl	Mg-hbl	Mg-hbl	Mg-hbl	Tsch	Tsch	Tsch	Tsch	Tsch	Tsch	Mg-hbl	Tsch	Mg-hbl
Si	6.41	6.67	6.66	6.68	7.31	6.24	6.10	6.47	6.48	6.35	6.12	6.94	6.32	6.92
Al (iv)	1.59	1.33	1.34	1.32	0.69	1.76	1.90	1.53	1.52	1.65	1.88	1.06	1.68	1.08
T	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
Al (vi)	0.72	0.52	0.57	0.43	0.23	0.77	0.81	0.62	0.69	0.73	0.84	0.43	0.71	0.41
Ti	0.06	0.06	0.05	0.05	0.03	0.15	0.16	0.08	0.08	0.03	0.06	0.06	0.06	0.02
Fe(iii)	0.71	1.04	0.75	1.00	0.82	0.64	0.70	1.12	0.80	1.06	0.96	0.75	1.14	1.08
Fe(ii)	1.02	0.66	0.83	0.64	0.85	1.15	1.15	0.81	1.09	0.83	0.99	1.01	0.84	0.66
Mn	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	0.03	0.02	0.04	0.03	0.04	0.03	0.02	0.03	0.03
Mg	2.46	2.71	2.78	2.85	3.04	2.25	2.15	2.33	2.31	2.31	2.13	2.72	2.21	2.81
C	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00
Ca	1.76	1.63	1.77	1.69	1.72	1.72	1.73	1.60	1.70	1.65	1.69	1.73	1.63	1.64
Na	0.24	0.33	0.23	0.31	0.13	0.28	0.27	0.39	0.30	0.35	0.31	0.23	0.37	0.25
B	2.00	1.96	2.00	2.00	1.85	2.00	2.00	1.98	2.00	2.00	2.00	1.96	2.00	1.89
Na	0.15	0.00	0.08	0.03	0.00	0.18	0.19	0.00	0.09	0.07	0.17	0.00	0.03	0.00
K	0.12	0.07	0.09	0.07	0.03	0.13	0.15	0.05	0.08	0.07	0.12	0.07	0.06	0.04
A	0.27	0.07	0.16	0.10	0.03	0.31	0.34	0.05	0.17	0.14	0.29	0.07	0.09	0.04

IV.5.3. táblázat – Az szimplektites eklogit xenolit amfibol szemcséinek reprezentatív összetétele; folytatás

[illegible]

IV.5.3. táblázat – Az szimplektites eklogit xenolit amfibol szemcséinek reprezentatív összetétele; folytatás

	5182	5182	5182	5182	5182	5182	5182	5182	5182	5182	5182	5182	5182	5182
	amf15	amf16	amf17	amf18	amf19	amf20	amf21	amf22	amf23	amf24	amf25	amf26	amf27	amf28
	Tsch	Tsch	Mg-hbl	Tsch	Tsch	Mg-hbl	Mg-hbl	Mg-hbl	Pargazit	Mg-hbl	Tsch	Mg-hbl	Mg-hbl	Mg-hbl
Si	6.46	6.42	6.53	6.37	6.31	6.84	7.18	6.80	6.26	6.95	6.48	6.98	6.58	6.57
Al (iv)	1.54	1.58	1.47	1.63	1.69	1.16	0.82	1.20	1.74	1.05	1.52	1.02	1.42	1.43
T	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
Al (vi)	0.59	0.61	0.66	0.66	0.66	0.24	0.06	0.28	0.59	0.29	0.49	0.17	0.48	0.50
Ti	0.13	0.03	0.03	0.13	0.12	0.13	0.10	0.09	0.17	0.03	0.05	0.06	0.17	0.03
Fe(iii)	0.93	1.10	1.01	0.90	0.95	0.72	0.84	0.75	0.38	0.91	0.73	0.80	0.63	0.63
Fe(ii)	0.97	0.55	0.57	1.17	1.15	1.02	0.76	0.85	1.31	0.60	0.96	0.80	1.18	0.84
Mn	0.03	0.02	0.02	0.04	0.03	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01
Mg	2.35	2.68	2.71	2.10	2.09	2.86	3.22	3.01	2.52	3.15	2.76	3.15	2.52	2.98
C	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00
Ca	1.64	1.68	1.65	1.66	1.69	1.81	1.80	1.83	1.90	1.76	1.85	1.83	1.75	1.88
Na	0.36	0.32	0.35	0.34	0.31	0.19	0.11	0.17	0.10	0.24	0.15	0.17	0.25	0.12
B	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	1.91	2.00	2.00	1.99	2.00	2.00	2.00	2.00
Na	0.04	0.04	0.02	0.09	0.10	0.08	0.00	0.11	0.37	0.00	0.27	0.06	0.14	0.27
K	0.08	0.09	0.07	0.06	0.06	0.05	0.02	0.05	0.17	0.04	0.09	0.05	0.08	0.08
A	0.11	0.13	0.09	0.15	0.16	0.13	0.02	0.17	0.53	0.04	0.35	0.11	0.22	0.34

IV.5.4. táblázat – Az szimplektites eklogit xenolit földpát szemcséinek reprezentatív összetétele

	5182	5182	5182	5182	5182	5182	5182
	pl1	pl2	pl3	pl4	pl5	pl6	pl7
SiO₂	56.68	55.96	57.32	55.21	54.45	54.82	67.30
TiO₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al₂O₃	26.79	26.54	25.94	27.39	27.91	27.93	19.93
FeO	0.07	0.01	0.00	0.07	0.04	0.02	0.08
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	7.87	8.74	7.89	9.58	10.16	10.00	0.42
Na₂O	6.69	7.01	7.46	6.47	6.31	6.30	11.76
K₂O	0.07	0.03	0.07	0.03	0.02	0.02	0.03
Összes	98.19	98.29	98.69	98.76	98.89	99.08	99.54
Si	2.58	2.56	2.60	2.52	2.49	2.49	2.96
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	1.44	1.43	1.39	1.47	1.50	1.50	1.03
Fe	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.38	0.43	0.38	0.47	0.50	0.49	0.02
Na	0.59	0.62	0.66	0.57	0.56	0.56	1.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Összes	5.00	5.04	5.03	5.03	5.04	5.04	5.02
	8 oxigén	8 oxigén	8 oxigén	8 oxigén	8 oxigén	8 oxigén	8 oxigén
An	39.21	40.71	36.74	44.93	47.03	46.68	1.94
Ab	60.36	59.12	62.87	54.90	52.86	53.21	97.89
Or	0.43	0.17	0.40	0.17	0.11	0.11	0.17

IV.5.5. táblázat – Az eklogit xenolit margarit szemcséinek és a kianit körüli csillám korona reprezentatív összetétele

[illegible]

IV.5.5. táblázat – Az eklogit xenolit margarit szemcséinek és a kianit körüli csillám korona reprezentatív összetétele; folytatás

	6210	6210	6210	6210	6210	6210	6210	6210	6210	6210	6210	6210	6210	6210
	mrg1	mrg2	mrg3	mrg5	ky-mrg	ky-mrg	ky-mrg	ky-mrg	ky-mrg	ky-mrg	ky-mrg	ky-mrg	ky-mrg	ky-mrg
Si	4.32	4.50	4.33	4.08	4.17	3.63	3.60	3.66	3.81	4.07	3.83	3.68	5.68	5.91
Al	3.68	3.50	3.67	3.92	3.83	4.37	4.40	4.34	4.19	3.93	4.17	4.32	2.32	2.09
Al	4.05	4.00	3.94	4.03	3.71	3.57	3.65	3.79	3.64	3.67	3.70	3.73	3.39	3.10
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe(ii)	0.04	0.06	0.12	0.03	0.05	0.15	0.11	0.04	0.05	0.05	0.05	0.07	0.21	0.23
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.05	0.08	0.13	0.01	0.04	0.16	0.09	0.02	0.03	0.01	0.02	0.02	0.31	0.50
Ca	1.47	1.40	1.49	1.77	1.75	2.35	2.30	2.17	2.22	1.97	2.19	2.25	0.13	0.05
Na	0.12	0.17	0.13	0.21	0.30	0.24	0.35	0.23	0.26	0.26	0.37	0.33	0.06	0.18
K	0.29	0.26	0.23	0.02	0.72	0.08	0.09	0.27	0.44	0.60	0.19	0.13	2.78	3.05
Összes	14.02	13.96	14.04	14.06	14.57	14.56	14.59	14.52	14.63	14.56	14.52	14.53	14.88	15.11

[illegible]

IV.5.6. táblázat – Az eklogit xenolit amfibol szemcséinek reprezentatív összetétele; folytatás

	6210	6210	6210	6210	6210	6210	6210	6210	6210	6210	6210	6210	6210	6210
	amf1	amf2	amf24	amf27	amf31	amf32	amf33	amf50	amf51	amf55	amf139	amf145	amf156	amf1
	barroisit	barroisit	barroisit	barroisit	barroisit	barroisit	barroisit	barroisit	barroisit	barroisit	barroisit	barroisit	barroisit	barroisit
Si	6.74	6.77	7.10	6.87	6.92	7.04	6.89	7.05	6.87	7.23	6.88	6.85	7.09	6.95
Al (iv)	1.26	1.23	0.90	1.13	1.08	0.96	1.11	0.95	1.13	0.77	1.12	1.15	0.91	1.05
T	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
Al (vi)	0.31	0.34	0.50	0.24	0.26	0.36	0.29	0.46	0.58	0.57	0.15	0.16	0.15	0.83
Ti	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02
Fe(iii)	0.76	0.70	0.62	0.68	0.81	0.77	0.81	0.72	0.80	0.60	0.86	0.87	0.80	0.85
Fe(ii)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01
Mg	3.91	3.93	3.86	4.06	3.92	3.86	3.89	3.80	3.60	3.81	3.97	3.94	4.04	3.30
C	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00
Ca	1.18	1.22	1.25	1.28	1.39	1.16	1.22	1.22	1.19	1.23	1.26	1.33	1.37	1.16
Na	0.43	0.44	0.43	0.39	0.29	0.34	0.35	0.36	0.42	0.41	0.30	0.35	0.25	0.41
B	1.61	1.66	1.69	1.67	1.68	1.50	1.57	1.57	1.61	1.64	1.56	1.69	1.61	1.58
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.04	0.05	0.04	0.04	0.05	0.04	0.04	0.05	0.05	0.03	0.02	0.03	0.03	0.17
A	0.04	0.05	0.04	0.04	0.05	0.04	0.04	0.05	0.05	0.03	0.02	0.03	0.03	0.17

[illegible]

[illegible]

[illegible]

IV.5.6. táblázat – Az eklogit xenolit amfibol szemcséinek reprezentatív összetétele; folytatás

	6210	6210	6210	6210	6210	6210	6210	6210	6210	6210	6210	6210	6210	6210
	amf2	amf2	amf2	amf2	amf2	amf2	amf2	amf2	amf2	amf2	amf2	amf2	amf2	amf2
	barroisit	barroisit	barroisit	barroisit	barroisit	barroisit	barroisit	barroisit	barroisit	barroisit	barroisit	barroisit	barroisit	barroisit
Si	6.92	6.97	7.00	6.99	7.05	7.11	7.13	7.14	7.06	7.13	7.15	7.18	7.16	7.19
Al (iv)	1.08	1.03	1.00	1.01	0.95	0.89	0.87	0.86	0.94	0.87	0.85	0.82	0.84	0.81
T	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
Al (vi)	0.34	0.35	0.37	0.39	0.40	0.47	0.48	0.46	0.46	0.38	0.42	0.44	0.48	0.47
Ti	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Fe(iii)	0.83	0.81	0.80	0.78	0.76	0.71	0.70	0.72	0.79	0.73	0.69	0.70	0.66	0.68
Fe(ii)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01
Mg	3.80	3.82	3.81	3.81	3.82	3.80	3.80	3.80	3.73	3.87	3.88	3.85	3.84	3.84
C	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00
Ca	1.26	1.26	1.27	1.28	1.30	1.32	1.27	1.31	1.19	1.32	1.30	1.29	1.29	1.29
Na	0.40	0.43	0.39	0.42	0.40	0.42	0.43	0.40	0.32	0.38	0.41	0.38	0.42	0.42
B	1.67	1.70	1.66	1.70	1.70	1.74	1.71	1.71	1.51	1.70	1.71	1.67	1.71	1.72
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.04	0.04	0.03	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.12	0.04	0.03	0.03	0.05	0.04
A	0.04	0.04	0.03	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.12	0.04	0.03	0.03	0.05	0.04

[illegible]

IV.5.7. táblázat – Az eklogit xenolit amfibol szemcséinek reprezentatív összetétele; folytatás

	6210	6210	6210	6210	6210	6210	6210	6210	6210	6210	6210	6210	6210	6210
	amf2	amf2	amf2	amf2	amf2	amf2	amf2	amf2	amf2	amf2	amf2	amf2	amf2	amf2
	barroisit	barroisit	barroisit	barroisit	barroisit	barroisit	barroisit	barroisit	barroisit	barroisit	barroisit	barroisit	barroisit	barroisit
Si	7.24	7.18	7.25	7.18	7.18	7.16	7.16	7.21	7.20	7.23	7.27	7.23	7.22	7.15
Al (iv)	0.76	0.82	0.75	0.82	0.82	0.84	0.84	0.79	0.80	0.77	0.73	0.77	0.78	0.85
T	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
Al (vi)	0.52	0.50	0.53	0.45	0.46	0.48	0.45	0.55	0.51	0.51	0.55	0.53	0.56	0.46
Ti	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Fe(iii)	0.67	0.64	0.66	0.68	0.68	0.69	0.68	0.65	0.69	0.72	0.61	0.69	0.72	0.73
Fe(ii)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01
Mg	3.79	3.84	3.79	3.85	3.86	3.81	3.85	3.78	3.78	3.76	3.82	3.76	3.71	3.80
C	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00
Ca	1.27	1.32	1.25	1.24	1.28	1.26	1.24	1.25	1.26	1.23	1.31	1.24	1.22	1.26
Na	0.42	0.43	0.44	0.42	0.42	0.44	0.42	0.42	0.44	0.40	0.45	0.42	0.44	0.42
B	1.68	1.75	1.69	1.66	1.70	1.70	1.66	1.67	1.69	1.62	1.76	1.67	1.65	1.67
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.04	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03
A	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.04	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03

[illegible]

IV.5.7. táblázat – Az eklogit xenolit amfibol szemcséinek reprezentatív összetétele; folytatás

	6210	6210	6210	6210	6210	6210	6210	6210	6210	6210	6210	6210	6210	6210
	amf2	amf2	amf2	amf2	amf2	amf3	amf3	amf3	amf3	amf3	amf3	amf3	amf3	amf3
	barroisit	barroisit	barroisit	barroisit	barroisit	barroisit	barroisit	barroisit	barroisit	barroisit	barroisit	barroisit	barroisit	barroisit
Si	7.21	7.12	7.17	7.12	7.11	7.01	7.04	7.06	7.06	7.11	7.13	7.14	7.10	7.11
Al (iv)	0.79	0.88	0.83	0.88	0.89	0.99	0.96	0.94	0.94	0.89	0.87	0.86	0.90	0.89
T	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
Al (vi)	0.52	0.43	0.48	0.39	0.40	0.37	0.42	0.40	0.35	0.43	0.45	0.48	0.44	0.47
Ti	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Fe(iii)	0.73	0.78	0.76	0.84	0.88	0.92	0.72	0.78	0.77	0.72	0.71	0.70	0.71	0.70
Fe(ii)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01
Mg	3.74	3.77	3.74	3.75	3.71	3.70	3.84	3.80	3.86	3.83	3.83	3.80	3.83	3.81
C	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00
Ca	1.25	1.23	1.23	1.24	1.24	1.22	1.28	1.25	1.27	1.30	1.33	1.30	1.32	1.31
Na	0.42	0.39	0.41	0.35	0.36	0.34	0.41	0.33	0.39	0.40	0.39	0.44	0.41	0.41
B	1.67	1.62	1.65	1.58	1.60	1.56	1.69	1.58	1.66	1.70	1.72	1.74	1.73	1.72
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.04	0.05	0.04	0.04	0.05	0.04	0.04	0.04
A	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.04	0.05	0.04	0.04	0.05	0.04	0.04	0.04

[illegible]

IV.5.6. táblázat – Az eklogit xenolit amfibol szemcséinek reprezentatív összetétele; folytatás

	6210	6210	6210	6210	6210	6210	6210	6210	6210	6210	6210	6210	6210	6210
	amf3	amf3	amf3	amf3	amf3	amf3	amf3	amf3	amf3	amf3	amf3	amf3	amf3	amf3
	barroisit	barroisit	barroisit	barroisit	barroisit	barroisit	barroisit	barroisit	barroisit	barroisit	barroisit	barroisit	barroisit	barroisit
Si	7.13	7.15	7.19	7.10	7.18	7.16	7.16	7.09	7.16	7.17	7.17	7.18	7.14	7.17
Al (iv)	0.87	0.85	0.81	0.90	0.82	0.84	0.84	0.91	0.84	0.83	0.83	0.82	0.86	0.83
T	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
Al (vi)	0.51	0.52	0.57	0.46	0.58	0.49	0.37	0.49	0.59	0.49	0.47	0.49	0.39	0.47
Ti	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Fe(iii)	0.67	0.68	0.65	0.69	0.65	0.65	0.75	0.72	0.67	0.68	0.66	0.65	0.70	0.66
Fe(ii)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.02	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00
Mg	3.81	3.78	3.76	3.83	3.75	3.84	3.86	3.78	3.72	3.82	3.86	3.86	3.89	3.86
C	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00
Ca	1.28	1.30	1.30	1.28	1.31	1.31	1.55	1.32	1.33	1.30	1.30	1.31	1.26	1.31
Na	0.46	0.44	0.41	0.43	0.42	0.42	0.33	0.41	0.42	0.41	0.41	0.44	0.39	0.42
B	1.73	1.73	1.71	1.70	1.72	1.74	1.88	1.73	1.75	1.72	1.70	1.75	1.65	1.73
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.03	0.04	0.05	0.04	0.06	0.04	0.03	0.04	0.05	0.04	0.04	0.03	0.03	0.04
A	0.03	0.04	0.05	0.04	0.06	0.04	0.03	0.04	0.05	0.04	0.04	0.03	0.03	0.04

IV.5.6. táblázat – Az eklogit xenolit amfibol szemcséinek reprezentatív összetétele; folytatás

[illegible]

IV.5.6. táblázat – Az eklogit xenolit amfibol szemcséinek reprezentatív összetétele; folytatás

[illegible]

IV.6.1. táblázat – Az granulit xenolit gránát szemcséinek reprezentatív összetétele

	4943	4943	4943	4943	4943	4943	4943	4943	4943	4943	4943	4943	4943	4943
	gar4	gar5	gar6	gar7	gar8	gar9	gar10	gar12	gar1	gar3	gar4	gar5	gar6	gar7
SiO₂	39.15	40.06	39.00	38.94	39.22	39.27	40.53	40.58	39.54	38.20	36.77	39.83	36.98	36.98
TiO₂	0.28	0.00	0.00	0.20	0.21	0.17	0.03	0.00	0.06	0.06	0.00	0.36	0.00	0.00
Al₂O₃	19.25	19.50	19.59	20.19	20.47	19.49	19.65	19.18	23.78	22.31	21.64	21.20	22.35	22.35
FeO	32.38	31.16	32.53	31.63	31.45	31.96	31.15	32.05	30.19	32.53	34.58	29.32	31.90	31.90
MnO	0.87	0.48	0.78	0.64	0.53	0.64	0.68	0.64	0.62	0.66	1.41	0.64	0.64	0.64
MgO	4.66	6.13	6.33	6.18	6.83	6.27	6.11	6.09	5.33	5.90	4.74	7.21	5.77	5.77
CaO	1.88	2.68	2.28	2.29	2.13	2.36	2.55	2.36	2.66	2.26	2.34	2.98	2.92	2.92
Na₂O	0.00	0.00	0.00	0.08	0.00	0.00	0.58	0.08	0.00	0.20	0.00	0.00	0.00	0.00
K₂O	0.00	0.02	0.00	0.00	0.07	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.03	0.03
Összes	98.47	100.03	100.51	100.15	100.91	100.18	101.28	100.98	102.17	102.13	101.48	101.54	100.60	100.60
	perem	mag												
Si	3.14	3.14	3.07	3.06	3.05	3.09	3.14	3.16	3.01	2.96	2.91	3.05	2.91	2.91
Ti	0.02	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00
Al	1.82	1.80	1.82	1.87	1.88	1.81	1.79	1.76	2.13	2.03	2.02	1.91	2.07	2.07
Fe	2.17	2.04	2.14	2.08	2.05	2.10	2.02	2.09	1.92	2.10	2.29	1.88	2.10	2.10
Mn	0.06	0.03	0.05	0.04	0.03	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.09	0.04	0.04	0.04
Mg	0.56	0.72	0.74	0.72	0.79	0.74	0.71	0.71	0.60	0.68	0.56	0.82	0.68	0.68
Ca	0.16	0.23	0.19	0.19	0.18	0.20	0.21	0.20	0.22	0.19	0.20	0.24	0.25	0.25
Na	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.09	0.01	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Összes	7.93	7.96	8.02	8.00	8.00	7.99	8.00	7.97	7.92	8.04	8.08	7.97	8.05	8.05
	12 oxigén	12 oxigén	12 oxigén	12 oxigén	12 oxigén	12 oxigén	12 oxigén	12 oxigén	12 oxigén	12 oxigén	12 oxigén	12 oxigén	12 oxigén	12 oxigén
Py	18.89	23.75	23.75	23.82	25.97	23.88	23.68	23.31	21.72	22.56	17.81	27.55	22.09	22.09
Alm	73.63	67.73	68.45	68.43	67.07	68.28	67.72	68.81	69.05	69.78	72.87	62.87	68.48	68.48
Gro	5.48	7.46	6.15	6.35	5.82	6.46	7.11	6.49	7.80	6.22	6.31	8.19	8.04	8.04
Sp	2.00	1.06	1.66	1.40	1.14	1.38	1.49	1.39	1.43	1.44	3.01	1.38	1.39	1.39

IV.6.2. táblázat – Az granulit xenolit biotit szemcséinek reprezentatív összetétele

[illegible]

IV.6.2. táblázat – Az granulit xenolit biotit szemcséinek reprezentatív összetétele; folytatás

	4943	4943	4943	4943	4943	4943	4943	4943	4943
	bio1	bio2	bio3	bio4	bio5	bio6	bio7	bio8	bio9
Si	5.68	5.63	5.43	5.47	5.41	5.41	6.06	5.60	5.89
Al	2.32	2.37	2.57	2.53	2.59	2.59	1.94	2.40	2.11
Al	0.38	0.43	0.52	0.48	0.59	0.59	0.54	0.40	0.48
Ti	0.43	0.47	0.39	0.41	0.24	0.24	0.31	0.30	0.32
Fe(ii)	2.45	2.35	2.30	2.32	2.51	2.51	2.59	2.98	2.69
Mn	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01
Mg	2.39	2.31	2.61	2.57	2.56	2.56	2.25	2.47	2.33
Ca	0.00	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.03	0.02
Na	0.10	0.10	0.10	0.05	0.11	0.11	0.18	0.06	0.12
K	1.67	1.67	1.53	1.59	1.59	1.59	1.20	0.94	1.15
	15.42	15.39	15.45	15.43	15.61	15.61	15.08	15.19	15.13

IV.6.3. táblázat – Az granulit xenolit muszkovit szemcséinek reprezentatív összetétele

	4943	4943	4943	4943	4943	4943			4943	4943	4943	4943	4943	4943
	mu1	mu2	mu3	mu4	mu5	mu6			mu1	mu2	mu3	mu4	mu5	mu6
SiO₂	46.68	47.70	44.86	46.95	41.81	41.52								
TiO₂	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00	0.11								
Al₂O₃	27.43	28.30	21.80	22.02	21.44	19.39								
FeO	6.67	6.19	8.55	7.36	10.53	16.89								
MnO	0.07	0.07	0.12	0.09	0.19	0.12								
MgO	4.70	4.49	4.12	3.73	5.07	7.38								
CaO	1.09	0.00	0.75	1.17	0.91	1.30								
Na₂O	0.23	0.06	0.12	0.06	0.06	0.00								
K₂O	7.68	7.85	4.97	6.23	5.19	2.82								
Összes	94.62	94.66	85.29	87.61	85.20	89.53								
			incl	incl	incl	incl								
Si	6.38	6.46	6.77	6.89	6.46	6.26		Si	6.38	6.46	6.77	6.89	6.46	6.26
Ti	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01		Al	1.62	1.54	1.23	1.11	1.54	1.74
Al	4.42	4.52	3.88	3.81	3.90	3.45								
Fe	0.76	0.70	1.08	0.90	1.36	2.13		Al	2.80	2.98	2.65	2.70	2.36	1.71
Mn	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02		Ti	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Mg	0.96	0.91	0.93	0.82	1.17	1.66		Fe(ii)	0.76	0.70	1.08	0.90	1.36	2.13
Ca	0.16	0.00	0.12	0.18	0.15	0.21		Mn	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02
Na	0.06	0.02	0.04	0.02	0.02	0.00		Mg	0.96	0.91	0.93	0.82	1.17	1.66
K	1.34	1.36	0.96	1.17	1.02	0.54		Ca	0.16	0.00	0.12	0.18	0.15	0.21
Összes	14.10	15.24	15.04	15.05	15.39	15.57		Na	0.06	0.02	0.04	0.02	0.02	0.00
	22 oxigén	22 oxigén	22 oxigén	22 oxigén	22 oxigén	22 oxigén		K	1.34	1.36	0.96	1.17	1.02	0.54
									14.10	13.97	13.79	13.80	14.11	14.28

IV.6.4. táblázat – Az granulit xenolit amfibol szemcséinek reprezentatív összetétele

	4943	4943	4943			4943	4943	4943
	amf1	amf2	amf3			amf1	amf2	amf3
SiO₂	40.23	39.28	40.26					
TiO₂	1.16	1.22	1.20					
Al₂O₃	10.26	9.24	10.26			hastingsit	hastingsit	hastingsit
FeO	25.72	26.03	25.16		Si	6.32	6.27	6.23
MnO	0.71	0.86	0.83		Al (iv)	1.68	1.73	1.77
MgO	5.03	5.30	6.03		T	8.00	8.00	8.00
CaO	10.38	10.22	9.64					
Na₂O	1.72	1.42	2.02		Al (vi)	0.22	0.00	0.10
K₂O	1.50	1.62	1.63		Ti	0.14	0.15	0.14
Összes	96.72	95.18	97.03		Fe(iii)	0.87	1.18	1.26
					Fe(ii)	2.50	2.29	2.00
Si	6.32	6.27	6.23		Mn	0.09	0.12	0.11
Ti	0.14	0.15	0.14		Mg	1.18	1.26	1.39
Al	1.90	1.74	1.87		C	5.00	5.00	5.00
Fe	3.38	3.47	3.26					
Mn	0.09	0.12	0.11		Ca	1.75	1.75	1.60
Mg	1.18	1.26	1.39		Na	0.25	0.25	0.40
Ca	1.75	1.75	1.60		B	2.00	2.00	2.00
Na	0.52	0.44	0.61					
K	0.30	0.33	0.32		Na	0.27	0.18	0.21
Összes	15.57	15.51	15.53		K	0.30	0.33	0.32
	23 oxigén	23 oxigén	23 oxigén		A	0.57	0.51	0.53

IV.6.5. táblázat – Az granulit xenolit cordierit és spinell szemcséinek reprezentatív összetétele

	4943	4943	4943	4943	4943
	crd1	crd2	crd3	crd4	spn1
SiO₂	42.30	43.93	43.14	40.66	0.86
TiO₂	0.00	0.08	0.00	0.00	0.04
Al₂O₃	27.32	27.47	28.65	28.31	58.32
FeO	20.66	17.90	17.63	19.78	35.40
MnO	0.19	0.36	0.33	0.31	0.12
MgO	5.33	5.16	5.26	5.51	5.06
CaO	1.35	1.22	1.34	1.59	0.09
Na₂O	0.20	0.19	0.18	0.19	0.22
K₂O	1.77	1.71	1.99	1.87	0.10
Összes	99.12	98.02	98.53	98.22	100.21
Si	4.73	4.88	4.77	4.59	0.02
Ti	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Al	3.60	3.60	3.74	3.77	1.93
Fe	1.93	1.66	1.63	1.87	0.83
Mn	0.02	0.03	0.03	0.03	0.00
Mg	0.89	0.85	0.87	0.93	0.21
Ca	0.16	0.14	0.16	0.19	0.00
Na	0.04	0.04	0.04	0.04	0.01
K	0.25	0.24	0.28	0.27	0.00
Összes	11.62	11.43	11.52	11.68	3.02
	18 oxigén	18 oxigén	18 oxigén	18 oxigén	4 oxigén

IV.6.6. táblázat – Az granulit xenolit földpát szemcséinek reprezentatív összetétele

	4943	4943	4943	4943	4943	4943	4943
	pl	pl	pl	pl1	pl2	pl3	pl4
SiO₂	59.03	56.87	57.58	63.31	64.72	68.38	57.04
TiO₂	0.00	0.04	0.00	0.04	0.00	0.00	0.04
Al₂O₃	24.50	27.06	25.24	20.78	20.23	19.70	24.98
FeO	0.56	0.46	0.14	0.22	0.20	0.57	0.82
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.03	0.13
MgO	0.03	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.05
CaO	7.94	9.58	8.19	4.34	4.09	2.59	6.92
Na₂O	6.13	7.13	8.09	9.03	8.86	6.68	6.75
K₂O	0.52	0.12	0.07	0.29	0.27	0.26	1.39
Összes	98.72	101.25	99.31	98.02	98.42	98.21	98.12
	incl	incl	incl				
Si	2.67	2.54	2.61	2.86	2.90	3.01	2.62
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	1.31	1.42	1.35	1.11	1.07	1.02	1.35
Fe	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.03
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.39	0.46	0.40	0.21	0.20	0.12	0.34
Na	0.54	0.62	0.71	0.79	0.77	0.57	0.60
K	0.03	0.01	0.00	0.02	0.02	0.01	0.08
Összes	4.96	5.06	5.07	4.99	4.96	4.77	5.04
	8 oxigén	8 oxigén	8 oxigén	8 oxigén	8 oxigén	8 oxigén	8 oxigén
An	40.43	42.34	35.74	20.63	20.03	17.26	33.31
Ab	56.44	57.04	63.89	77.71	78.41	80.70	58.72
Or	3.13	0.62	0.36	1.67	1.56	2.04	7.97

[illegible]

IV.7.1. táblázat – Az gránátos amfibolit xenolit amfibol szemcséinek reprezentatív összetétele; folytatás

	Fu-4 amf1	Fu-4 amf2	Fu-4 amf3	Fu-4 amf4	Fu-4 amf5	Fu-4 amf6	Fu-4 amf7
	Hastingsit	Fe-edénit	Mg-hast	Edénit	Edénit	Edénit	Edénit
Si	6.21	6.73	6.17	6.84	6.78	6.53	6.52
Al (iv)	1.79	1.27	1.83	1.16	1.22	1.47	1.48
T	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
Al (vi)	0.55	0.79	0.41	0.60	0.52	0.52	0.59
Ti	0.11	0.11	0.13	0.11	0.10	0.10	0.11
Fe(iii)	0.56	0.00	0.76	0.00	0.00	0.18	0.00
Fe(ii)	1.98	2.22	1.60	2.08	2.03	1.94	2.06
Mn	0.03	0.04	0.03	0.02	0.02	0.03	0.02
Mg	1.77	1.64	2.06	2.09	2.17	2.23	2.14
C	5.00	4.79	5.00	4.91	4.85	5.00	4.93
Ca	1.85	1.94	1.86	1.94	2.00	1.95	2.00
Na	0.15	0.06	0.14	0.06	0.00	0.05	0.00
B	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
Na	0.50	0.62	0.42	0.50	0.68	0.53	0.69
K	0.12	0.11	0.11	0.08	0.08	0.10	0.09
A	0.62	0.73	0.53	0.58	0.76	0.63	0.78

**IV.7.2. táblázat – Az gránátos amfibolit
xenolit gránát szemcséinek
reprezentatív összetétele**

	Fu-4 gar1	Fu-4 gar2	Fu-4 gar3
SiO₂	38.32	38.83	37.59
TiO₂	0	0.11	0.07
Al₂O₃	21.16	20.71	21.22
FeO	26.4	24.22	27.12
MnO	1.74	1.47	0.31
MgO	2.71	2.58	2.65
CaO	11.22	12.97	11.93
Na₂O	0	0.00	0.00
K₂O	0	0.01	0.00
Összes	101.55	100.89	100.90
Si	2.99	3.03	2.96
Ti	0.00	0.01	0.00
Al	1.95	1.91	1.97
Fe	1.72	1.58	1.78
Mn	0.12	0.10	0.02
Mg	0.32	0.30	0.31
Ca	0.94	1.09	1.01
Na	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00
Összes	8.03	8.01	8.05
	12 oxigén	12 oxigén	12 oxigén
Py	10.20	9.81	9.95
Alm	55.73	51.60	57.16
Gro	30.35	35.42	32.22
Sp	3.72	3.17	0.67

[illegible]

IV.8.1. táblázat – A szillimanitos gneisz biotit szemcséinek reprezentatív összetétele; folytatás

	4649	4649	4649	4649	4649	4640	4640	4640	4640	4646	4646	4646	5176
	bio1	bio2	bio3	bio4	bio5	bio1	bio2	bio3	bio4	bio1	bio2	bio3	bio1
Si	5.64	5.30	5.52	5.37	5.27	4.93	4.96	4.88	5.15	5.28	5.04	5.07	5.29
Al	2.36	2.70	2.48	2.63	2.73	3.07	3.04	3.12	2.85	2.72	2.96	2.93	2.71
Al	0.70	0.71	0.87	0.82	0.59	0.27	0.30	0.16	0.12	1.12	0.75	1.03	0.92
Ti	0.26	0.15	0.27	0.14	0.25	0.15	0.13	0.13	0.28	0.25	0.20	0.12	0.09
Fe(ii)	3.12	3.38	2.95	3.28	3.48	3.27	3.19	3.24	2.85	2.57	3.31	3.03	3.08
Mn	0.05	0.03	0.03	0.04	0.02	0.03	0.02	0.04	0.03	0.04	0.06	0.05	0.05
Mg	1.58	1.70	1.50	1.55	1.71	3.34	3.29	3.54	3.29	1.71	2.04	2.06	1.80
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.06	0.00	0.11	0.06	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.16	0.13	0.07	0.07
K	1.66	1.74	1.73	1.82	1.47	0.38	0.63	0.48	1.00	1.54	0.94	0.99	1.68
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.02	0.00
F	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Összes	15.43	15.72	15.46	15.71	15.59	15.44	15.56	15.59	15.58	15.39	15.42	15.35	15.68

IV.8.2. táblázat – A szillimanitos gneisz gránát szemcséinek reprezentatív összetétele

	5176	4646	4646	4646	4640	4640	4640	4640	4640	4640	4640	4649	4649	4649
	gar1	gar1	gar2	gar3	gar1	gar2	gar4	gar5	gar6	gar7	gar9	gar1	gar2	gar4
SiO ₂	39.04	37.68	37.59	35.93	37.56	37.32	37.78	36.55	36.98	38.62	38.61	38.67	38.79	37.37
TiO ₂	0.04	0.04	0.00	0.07	0.16	0.00	0.04	0.00	0.07	0.07	0.11	0.06	0.04	0.07
Al ₂ O ₃	19.97	21.30	19.86	19.92	20.94	21.80	22.24	22.62	21.31	22.03	21.73	19.04	19.61	19.04
FeO	30.59	30.70	30.31	28.62	25.65	27.87	28.23	28.21	27.96	27.32	28.31	37.31	36.63	37.26
MnO	8.71	7.42	8.66	9.55	3.32	3.07	2.68	4.13	4.47	2.93	3.31	0.92	1.43	1.79
MgO	1.86	2.87	2.44	2.10	3.66	4.10	3.96	3.68	3.50	4.79	4.92	3.68	3.55	3.26
CaO	1.16	1.64	1.86	1.90	8.20	6.97	6.19	4.97	5.54	6.02	4.52	1.94	1.85	2.33
Na ₂ O	0.00	0.23	0.00	0.00	0.19	0.00	0.20	0.00	0.00	0.00	0.43	0.00	0.00	0.00
K ₂ O	0.01	0.02	0.00	0.04	0.01	0.00	0.02	0.05	0.06	0.04	0.02	0.04	0.02	0.03
Összes	101.40	101.90	100.72	98.13	99.70	101.13	101.34	100.21	99.87	101.82	101.95	101.65	101.92	101.15
Si	3.11	2.99	3.04	2.99	2.98	2.93	2.95	2.90	2.96	2.99	2.99	3.08	3.07	3.02
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Al	1.88	1.99	1.89	1.95	1.96	2.02	2.05	2.12	2.01	2.01	1.98	1.79	1.83	1.81
Fe	2.04	2.04	2.05	1.99	1.70	1.83	1.84	1.87	1.87	1.77	1.83	2.49	2.43	2.52
Mn	0.59	0.50	0.59	0.67	0.22	0.20	0.18	0.28	0.30	0.19	0.22	0.06	0.10	0.12
Mg	0.22	0.34	0.29	0.26	0.43	0.48	0.46	0.44	0.42	0.55	0.57	0.44	0.42	0.39
Ca	0.10	0.14	0.16	0.17	0.70	0.59	0.52	0.42	0.47	0.50	0.37	0.17	0.16	0.20
Na	0.00	0.04	0.00	0.00	0.03	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Összes	7.94	8.03	8.02	8.04	8.04	8.06	8.04	8.04	8.04	8.01	8.04	8.02	8.01	8.07
	12 oxigén	12 oxigén	12 oxigén	12 oxigén	12 oxigén	12 oxigén	12 oxigén	12 oxigén	12 oxigén	12 oxigén	12 oxigén	12 oxigén	12 oxigén	12 oxigén
Py	7.51	11.26	9.50	8.43	14.18	15.48	15.36	14.49	13.62	18.35	18.98	13.87	13.53	12.14
Alm	69.18	67.57	66.16	64.35	55.69	59.02	61.45	62.24	61.03	58.70	61.25	78.91	78.31	77.84
Gro	3.36	4.62	5.20	5.48	22.82	18.91	17.27	14.05	15.48	16.56	12.52	5.25	5.05	6.24
Sp	19.96	16.54	19.14	21.74	7.31	6.59	5.92	9.22	9.87	6.38	7.25	1.97	3.10	3.79

IV.8.3. táblázat – A szillimanitos gneisz földpát szemcséinek reprezentatív összetétele

	4640	4649	4649	4649	4649
	pl1	pl1	pl2	pl3	kfp1
SiO₂	65.85	64.87	63.24	60.67	65.41
TiO₂	0.00	0.00	0.04	0.04	0.00
Al₂O₃	25.25	21.09	21.74	22.92	15.78
FeO	0.84	0.21	0.68	0.09	0.12
MnO	0.13	0.03	0.00	0.00	0.00
MgO	0.08	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	3.75	4.72	5.55	6.74	0.00
Na₂O	5.38	9.17	7.99	7.85	0.76
K₂O	0.57	0.21	0.19	0.22	16.04
Összes	101.85	100.30	99.43	98.54	98.12
Si	2.82	2.86	2.82	2.74	3.08
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	1.27	1.10	1.14	1.22	0.88
Fe	0.03	0.01	0.03	0.00	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.17	0.22	0.27	0.33	0.00
Na	0.45	0.78	0.69	0.69	0.07
K	0.03	0.01	0.01	0.01	0.96
Összes	4.78	4.99	4.96	5.00	5.00
	8 oxigén	8 oxigén	8 oxigén	8 oxigén	8 oxigén
An	26.44	21.89	27.43	31.76	0.00
Ab	68.73	76.95	71.45	66.97	6.74
Or	4.83	1.16	1.12	1.26	93.26

IV.9.1. táblázat – A gránátos amfibolit gránát szemcséinek reprezentatív összetétele

	4920	4920	4920	4920	4920	4920	4920	4920	4920	4920	4920	4920	4920	4920
	gar2	gar2	gar2	gar2	gar2	gar2	gar2	gar2	gar2	gar2	gar2	gar2	gar2	gar2
SiO₂	38.41	38.26	38.38	38.39	38.29	38.59	38.34	37.84	38.58	38.53	38.57	38.40	38.18	37.28
TiO₂	0.09	0.07	0.10	0.04	0.10	0.05	0.11	0.06	0.12	0.09	0.14	0.10	0.14	0.15
Al₂O₃	21.89	21.89	21.95	21.13	21.86	21.87	21.70	21.65	21.63	21.77	21.92	21.68	21.66	20.80
FeO	26.33	26.80	26.74	26.32	26.80	25.69	25.88	25.44	25.29	26.13	25.53	26.59	26.48	26.32
MnO	1.23	1.54	1.61	1.48	1.53	1.78	2.20	2.52	2.72	2.55	2.49	2.06	2.04	1.96
MgO	2.92	3.15	3.25	3.19	3.13	2.41	1.72	1.51	1.37	1.44	1.40	1.40	1.33	1.14
CaO	10.01	9.49	9.00	7.47	9.32	10.78	11.09	11.16	11.51	11.43	11.54	11.55	10.59	10.30
Na₂O	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.02	0.01	0.02	0.00	0.01	0.04	0.03
K₂O	0.00	0.00	0.02	0.10	0.00	0.01	0.00	0.01	0.02	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01
Összes	100.87	101.21	101.05	98.12	101.03	101.17	101.07	100.20	101.25	101.96	101.60	101.78	100.46	98.00
	perem	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
Si	3.00	2.98	2.99	3.07	2.99	3.01	3.00	2.99	3.02	3.00	3.01	3.00	3.01	3.02
Ti	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Al	2.01	2.01	2.02	1.99	2.01	2.01	2.00	2.02	1.99	2.00	2.01	1.99	2.01	1.99
Fe	1.72	1.75	1.74	1.76	1.75	1.67	1.70	1.68	1.65	1.70	1.66	1.74	1.75	1.78
Mn	0.08	0.10	0.11	0.10	0.10	0.12	0.15	0.17	0.18	0.17	0.16	0.14	0.14	0.13
Mg	0.34	0.37	0.38	0.38	0.36	0.28	0.20	0.18	0.16	0.17	0.16	0.16	0.16	0.14
Ca	0.84	0.79	0.75	0.64	0.78	0.90	0.93	0.95	0.96	0.95	0.96	0.97	0.90	0.89
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Összes	7.99	8.01	7.99	7.94	8.00	7.99	7.99	8.00	7.98	8.00	7.98	8.00	7.98	7.98
	12 oxigén	12 oxigén	12 oxigén	12 oxigén	12 oxigén	12 oxigén	12 oxigén	12 oxigén	12 oxigén	12 oxigén	12 oxigén	12 oxigén	12 oxigén	12 oxigén
Py	8.88	9.47	9.76	9.86	9.42	7.36	5.22	4.60	4.17	4.33	4.23	4.20	4.01	3.52
Alm	45.00	45.22	45.02	45.67	45.23	44.02	44.03	43.44	43.13	43.94	43.21	44.82	44.74	45.57
Gro	21.93	20.52	19.42	16.60	20.15	23.66	24.17	24.43	25.14	24.63	25.02	24.94	22.93	22.85
Sp	2.13	2.62	2.75	2.60	2.62	3.09	3.79	4.37	4.70	4.33	4.27	3.52	3.48	3.44

IV.9.1. táblázat – A gránátos amfibolit gránát szemcséinek reprezentatív összetétele; folytatás

	4920	4920	4920	4920	4920	4920	4920	4920	4920	4920	4920	4920	4920	4920
	gar2	gar2	gar2	gar2	gar2	gar2	gar2	gar2	gar2	gar2	gar2	gar2	gar2	gar2
SiO₂	38.59	38.53	38.43	38.50	39.17	38.34	38.46	38.34	38.21	38.46	38.57	38.84	38.39	38.40
TiO₂	0.12	0.14	0.11	0.10	0.12	0.09	0.14	0.13	0.11	0.12	0.08	0.07	0.03	0.03
Al₂O₃	21.60	21.67	21.72	21.86	21.80	21.65	21.49	21.70	21.70	21.66	21.79	21.89	21.84	21.49
FeO	27.19	26.97	27.35	27.43	27.13	27.66	27.37	27.86	27.91	27.65	27.90	28.18	29.69	29.39
MnO	2.03	1.62	1.45	1.18	1.23	1.08	1.06	0.87	0.80	0.77	0.91	1.12	2.58	2.39
MgO	1.17	1.37	1.45	1.63	1.67	1.42	1.41	1.76	2.00	2.46	2.87	3.53	2.36	2.57
CaO	10.98	11.25	11.10	10.88	10.19	11.00	11.06	10.46	10.19	9.71	9.51	7.89	6.04	6.54
Na₂O	0.03	0.01	0.03	0.01	0.33	0.00	0.02	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.22	0.02
K₂O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.02	0.01
Összes	101.71	101.54	101.63	101.59	101.67	101.22	101.01	101.11	100.92	100.86	101.63	101.50	101.15	100.83
	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
Si	3.02	3.01	3.00	3.00	3.04	3.01	3.02	3.01	3.00	3.01	3.00	3.01	3.02	3.03
Ti	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	1.99	2.00	2.00	2.01	2.00	2.00	1.99	2.00	2.01	2.00	2.00	2.00	2.02	2.00
Fe	1.78	1.76	1.79	1.79	1.76	1.81	1.80	1.83	1.83	1.81	1.81	1.83	1.95	1.94
Mn	0.13	0.11	0.10	0.08	0.08	0.07	0.07	0.06	0.05	0.05	0.06	0.07	0.17	0.16
Mg	0.14	0.16	0.17	0.19	0.19	0.17	0.17	0.21	0.23	0.29	0.33	0.41	0.28	0.30
Ca	0.92	0.94	0.93	0.91	0.85	0.92	0.93	0.88	0.86	0.81	0.79	0.66	0.51	0.55
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Összes	7.98	7.98	7.99	7.99	7.98	7.99	7.98	7.99	7.99	7.98	8.00	7.98	7.99	7.98
	12 oxigén	12 oxigén	12 oxigén	12 oxigén	12 oxigén	12 oxigén	12 oxigén	12 oxigén	12 oxigén	12 oxigén	12 oxigén	12 oxigén	12 oxigén	12 oxigén
Py	3.49	4.13	4.35	4.87	5.03	4.25	4.27	5.29	5.99	7.42	8.59	10.46	6.67	7.37
Alm	45.47	45.50	45.95	46.08	45.82	46.61	46.51	46.87	46.98	46.81	46.81	46.80	47.05	47.31
Gro	23.54	24.31	23.88	23.43	22.05	23.74	24.07	22.54	21.97	21.06	20.43	16.78	12.26	13.48
Sp	3.43	2.76	2.46	2.00	2.11	1.85	1.82	1.48	1.37	1.33	1.54	1.88	4.13	3.89

IV.9.1. táblázat – A gránátos amfibolit gránát szemcséinek reprezentatív összetétele; folytatás

	4920	4920	4920	4920	4920	4920	4920	4920	4920	4920	4920	4920	4920	4920
	gar2	gar2	gar2	gar2	gar2	gar2	gar2	gar2	gar2	gar2	gar2	gar2	gar2	gar2
SiO₂	38.98	38.62	38.77	38.45	38.51	38.35	38.45	38.69	36.11	38.45	38.47	38.17	38.20	37.91
TiO₂	0.07	0.07	0.08	0.09	0.09	0.12	0.12	0.13	0.99	0.13	0.14	0.15	0.15	0.14
Al₂O₃	21.76	21.75	21.65	21.71	21.66	21.54	21.62	21.83	21.29	21.65	21.65	21.68	21.50	19.87
FeO	28.12	27.70	27.79	28.28	28.42	28.05	27.95	27.21	26.02	26.96	26.99	27.22	26.87	26.81
MnO	1.07	0.77	0.77	0.82	0.77	0.89	1.02	1.27	1.08	1.34	1.42	1.78	2.16	2.11
MgO	3.63	2.89	2.45	1.92	1.74	1.42	1.40	1.61	1.73	1.63	1.46	1.37	1.21	1.13
CaO	7.91	9.63	9.98	10.16	10.54	11.01	10.78	10.83	10.67	10.86	11.16	11.24	11.07	10.27
Na₂O	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.03	0.01	0.01	0.05	0.04	0.02	0.03	0.02	0.11
K₂O	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02
Összes	101.56	101.44	101.50	101.45	101.75	101.42	101.35	101.58	97.95	101.05	101.31	101.63	101.17	98.36
	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
Si	3.02	3.00	3.02	3.01	3.01	3.01	3.01	3.01	2.93	3.01	3.01	2.99	3.00	3.07
Ti	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.06	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Al	1.99	1.99	1.99	2.00	1.99	1.99	2.00	2.00	2.03	2.00	2.00	2.00	1.99	1.90
Fe	1.82	1.80	1.81	1.85	1.85	1.84	1.83	1.77	1.76	1.77	1.77	1.78	1.77	1.82
Mn	0.07	0.05	0.05	0.05	0.05	0.06	0.07	0.08	0.07	0.09	0.09	0.12	0.14	0.14
Mg	0.42	0.33	0.28	0.22	0.20	0.17	0.16	0.19	0.21	0.19	0.17	0.16	0.14	0.14
Ca	0.66	0.80	0.83	0.85	0.88	0.92	0.90	0.90	0.93	0.91	0.94	0.94	0.93	0.89
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Összes	7.98	8.00	7.99	7.99	7.99	8.00	7.98	7.98	8.00	7.98	7.98	8.00	7.99	7.98
	12 oxigén	12 oxigén	12 oxigén	12 oxigén	12 oxigén	12 oxigén	12 oxigén	12 oxigén	12 oxigén	12 oxigén	12 oxigén	12 oxigén	12 oxigén	12 oxigén
Py	10.79	8.70	7.39	5.73	5.20	4.26	4.20	4.83	5.31	4.94	4.39	4.09	3.62	3.52
Alm	46.91	46.80	46.99	47.30	47.52	47.21	46.93	45.83	44.85	45.74	45.69	45.59	45.16	46.97
Gro	16.92	20.83	21.62	21.77	22.58	23.75	23.19	23.38	23.57	23.61	24.20	24.11	23.84	23.04
Sp	1.81	1.31	1.32	1.39	1.31	1.52	1.73	2.17	1.89	2.30	2.43	3.01	3.67	3.75

IV.9.1. táblázat – A gránátos amfibolit gránát szemcséinek reprezentatív összetétele; folytatás

	4920	4920	4920	4920	4920	4920	4920	4920	4920	4920	4920	4920	4920	4920
	gar2	gar2	gar2	gar2	gar2	gar2	gar2	gar2	gar2	gar2	gar2	gar2	gar2	gar2
SiO ₂	37.70	38.42	38.16	38.24	38.41	38.27	37.77	38.28	38.21	38.53	38.28	38.30	38.32	38.39
TiO ₂	0.13	0.14	0.11	0.10	0.11	0.09	0.05	0.14	0.11	0.11	0.06	0.09	0.06	0.10
Al ₂ O ₃	21.15	21.58	21.68	21.83	21.92	21.61	21.62	21.82	21.90	21.92	20.66	21.77	21.87	21.85
FeO	26.70	26.42	26.14	25.86	25.72	25.17	25.06	26.04	25.11	25.41	24.79	27.10	26.26	25.88
MnO	2.13	2.15	2.04	2.46	2.56	2.64	2.52	2.29	2.23	2.11	1.81	1.64	1.58	1.39
MgO	1.16	1.30	1.39	1.38	1.44	1.48	1.47	1.72	1.92	2.06	2.48	3.24	3.01	2.93
CaO	10.49	10.80	11.49	11.58	11.37	11.39	11.27	11.26	11.32	11.33	10.69	9.15	9.25	10.25
Na ₂ O	0.01	0.04	0.01	0.00	0.02	0.02	0.01	0.04	0.01	0.00	0.05	0.00	0.01	0.02
K ₂ O	0.05	0.02	0.01	0.00	0.02	0.01	0.00	0.02	0.01	0.00	0.04	0.02	0.00	0.01
Összes	99.51	100.85	101.03	101.44	101.56	100.67	99.77	101.59	100.83	101.47	98.85	101.31	100.36	100.81
	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	perem
Si	3.01	3.02	3.00	2.99	3.00	3.01	3.00	2.99	2.99	3.00	3.05	2.99	3.00	3.00
Ti	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01
Al	1.99	2.00	2.01	2.01	2.02	2.00	2.02	2.01	2.02	2.01	1.94	2.00	2.02	2.01
Fe	1.78	1.74	1.72	1.69	1.68	1.66	1.66	1.70	1.64	1.65	1.65	1.77	1.72	1.69
Mn	0.14	0.14	0.14	0.16	0.17	0.18	0.17	0.15	0.15	0.14	0.12	0.11	0.11	0.09
Mg	0.14	0.15	0.16	0.16	0.17	0.17	0.17	0.20	0.22	0.24	0.29	0.38	0.35	0.34
Ca	0.90	0.91	0.97	0.97	0.95	0.96	0.96	0.94	0.95	0.94	0.91	0.76	0.78	0.86
Na	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Összes	7.99	7.98	7.99	8.00	7.99	7.99	7.99	8.00	7.99	7.99	7.98	8.01	7.98	7.99
	12 oxigén	12 oxigén	12 oxigén	12 oxigén	12 oxigén	12 oxigén	12 oxigén	12 oxigén	12 oxigén	12 oxigén	12 oxigén	12 oxigén	12 oxigén	12 oxigén
Py	3.53	3.91	4.22	4.14	4.33	4.52	4.50	5.16	5.87	6.28	7.92	9.69	9.12	8.97
Alm	45.42	44.68	44.42	43.69	43.38	43.12	43.11	43.96	43.05	43.40	44.43	45.53	44.70	44.50
Gro	22.86	23.40	25.02	25.05	24.56	25.00	24.85	24.35	24.87	24.80	24.55	19.69	20.17	22.57
Sp	3.67	3.68	3.51	4.20	4.37	4.57	4.38	3.92	3.88	3.66	3.28	2.80	2.73	2.41

IV.9.2. táblázat – A gránátos amfibolit amfibol szemcséinek reprezentatív összetétele; folytatás

	4920 amph1	4920 amf2	4920 amf3	4920 amf4	4920 amf5	4920 amf121	4925 amf1	4925 amf2	4923 amf1	4923 amf2	4923 amf3	4923 amf4	4923 amf5	4923 amf6
	Tsch	Mg-hbl	Tsch	Tsch	Fe-hbl	Fe-tsch	Act	Mg-hbl	Tsch	Pargazit	Pargazit	Fe-parg	Mg-hbl	Act
Si	6.40	6.65	6.42	6.44	6.74	6.42	7.67	6.83	6.49	6.27	6.32	6.16	7.40	7.79
Al (iv)	1.60	1.35	1.58	1.56	1.26	1.58	0.33	1.17	1.51	1.73	1.68	1.84	0.60	0.21
T	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
Al (vi)	0.67	0.53	0.67	0.62	0.94	0.80	0.09	0.32	0.43	0.63	0.75	0.68	0.14	0.17
Ti	0.12	0.13	0.12	0.10	0.10	0.07	0.03	0.15	0.16	0.18	0.16	0.17	0.07	0.03
Fe(iii)	0.71	0.62	0.74	0.93	0.34	0.69	0.34	0.50	0.46	0.38	0.25	0.42	0.85	0.03
Fe(ii)	1.31	1.39	1.38	1.32	1.82	2.08	2.01	1.71	1.68	1.83	1.82	1.86	1.18	1.99
Mn	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	0.04	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.04	0.01
Mg	2.17	2.30	2.07	2.01	1.77	1.32	2.51	2.29	2.24	1.96	1.99	1.84	2.73	2.77
C	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00
Ca	1.71	1.76	1.70	1.66	1.56	1.78	1.88	1.81	1.84	1.86	1.83	1.82	1.61	1.94
Na	0.29	0.24	0.30	0.34	0.44	0.22	0.08	0.19	0.16	0.14	0.17	0.18	0.21	0.05
B	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	1.96	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	1.83	1.99
Na	0.17	0.10	0.14	0.08	0.16	0.11	0.00	0.15	0.32	0.35	0.33	0.37	0.00	0.00
K	0.10	0.07	0.10	0.09	0.06	0.07	0.01	0.09	0.15	0.16	0.19	0.20	0.04	0.02
A	0.27	0.17	0.24	0.17	0.22	0.18	0.01	0.23	0.47	0.50	0.53	0.57	0.04	0.02

IV.9.2. táblázat – A gránátos amfibolit amfibol szemcséinek reprezentatív összetétele; folytatás

	4923	4923	4923	4923
	amf7	amf8	amf9	amf10
SiO ₂	39.99	46.80	45.74	50.41
TiO ₂	1.82	0.50	1.02	0.53
Al ₂ O ₃	14.81	6.99	8.22	3.86
FeO	17.74	17.80	17.22	15.73
MnO	0.25	0.30	0.19	0.14
MgO	8.45	11.99	10.92	13.34
CaO	11.40	10.51	11.56	11.65
Na ₂ O	2.04	0.82	1.37	0.63
K ₂ O	1.20	0.43	0.53	0.22
Összes	97.69	96.13	96.78	96.51
Si	6.01	6.88	6.83	7.40
Ti	0.21	0.06	0.11	0.06
Al	2.62	1.21	1.45	0.67
Fe	2.23	2.19	2.15	1.93
Mn	0.03	0.04	0.02	0.02
Mg	1.89	2.63	2.43	2.92
Ca	1.84	1.66	1.85	1.83
Na	0.59	0.23	0.40	0.18
K	0.23	0.08	0.10	0.04
Összes	15.66	14.97	15.35	15.05
	23 oxigén	23 oxigén	23 oxigén	23 oxigén

IV.9.3. táblázat – A gránátos amfibolit földpát szemcséinek reprezentatív összetétele

	4920	4920	4920	4920	4920	4920	4920	4920	4920	4920	4920	4920	4920	4920
	pl1	pl2	pl3	pl4	pl5	pl6	pl7	pl8	pl9	pl10	pl11	pl12	pl13	pl14
SiO₂	68.87	59.54	63.81	65.78	67.05	68.81	69.36	64.34	64.54	68.24	59.86	64.83	65.51	66.76
TiO₂	0.05	0.05	0.08	0.14	1.47	0.27	0.12	0.07	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.07
Al₂O₃	19.97	26.22	24.55	22.90	19.82	20.06	20.09	20.51	19.87	21.65	27.27	21.21	19.21	19.98
FeO	0.52	1.00	0.68	0.81	0.96	0.30	0.45	2.81	2.02	0.22	0.61	2.35	0.13	0.38
MnO	0.02	0.01	0.06	0.03	0.04	0.02	0.02	0.26	0.08	0.02	0.00	0.44	0.03	0.00
MgO	0.03	0.09	0.07	0.07	0.11	0.01	0.00	0.25	1.39	0.04	0.25	0.09	0.00	0.00
CaO	0.22	0.20	0.06	0.09	1.16	0.15	0.23	0.83	0.21	0.34	0.63	0.32	0.10	0.14
Na₂O	11.41	6.63	8.92	9.96	11.27	11.72	11.68	10.27	10.21	10.70	6.62	10.72	4.28	9.38
K₂O	0.05	4.74	3.29	2.09	0.04	0.04	0.04	0.04	0.20	0.73	4.73	0.44	9.04	0.44
Összes	101.13	98.49	101.52	101.85	101.92	101.38	101.99	99.37	98.52	101.94	99.98	100.45	98.29	97.14
Si	2.98	2.70	2.79	2.86	2.91	2.97	2.98	2.88	2.90	2.93	2.68	2.87	2.99	2.99
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	1.02	1.40	1.27	1.17	1.01	1.02	1.02	1.08	1.05	1.10	1.44	1.11	1.03	1.05
Fe	0.02	0.04	0.02	0.03	0.03	0.01	0.02	0.10	0.08	0.01	0.02	0.09	0.00	0.01
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00
Mg	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.09	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00
Ca	0.01	0.01	0.00	0.00	0.05	0.01	0.01	0.04	0.01	0.02	0.03	0.01	0.00	0.01
Na	0.96	0.58	0.76	0.84	0.95	0.98	0.97	0.89	0.89	0.89	0.57	0.92	0.38	0.81
K	0.00	0.27	0.18	0.12	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.04	0.27	0.02	0.53	0.03
Összes	4.99	5.02	5.04	5.03	5.01	5.00	5.00	5.03	5.03	4.99	5.03	5.05	4.94	4.90
	8 oxigén	8 oxigén	8 oxigén	8 oxigén	8 oxigén	8 oxigén	8 oxigén	8 oxigén	8 oxigén	8 oxigén	8 oxigén	8 oxigén	8 oxigén	8 oxigén
An	1.04	1.12	0.31	0.44	5.37	0.68	1.09	4.25	1.13	1.64	3.48	1.56	0.54	0.79
Ab	98.66	67.26	80.24	87.48	94.42	99.09	98.70	95.50	97.60	94.14	65.67	95.87	41.62	96.24
Or	0.30	31.63	19.45	12.08	0.21	0.23	0.21	0.26	1.27	4.22	30.85	2.58	57.84	2.97

IV.9.3. táblázat – A gránátos amfibolit földpát szemcséinek reprezentatív összetétele; folytatás

	4920	4920	4923	4923	4923	4923	4923	4923	4923	4923	4923	4923	4923	4923
	pl15	pl16	pl1	pl2	pl3	pl4	pl5	pl6	pl7	pl8	pl9	pl10	kfp1	kfp2
SiO ₂	67.38	66.30	62.36	62.13	66.30	68.32	67.62	61.26	69.21	68.42	67.88	69.48	64.36	64.13
TiO ₂	0.00	0.00	0.04	0.00	0.01	0.00	0.02	0.02	0.06	0.00	0.00	0.09	0.00	0.03
Al ₂ O ₃	19.23	22.12	23.30	22.43	20.63	19.78	19.58	24.23	20.39	19.58	19.94	20.18	18.18	18.42
FeO	0.25	0.00	0.19	0.25	0.15	0.00	0.14	0.47	0.16	0.07	0.28	0.55	0.25	0.37
MnO	0.01	0.00	0.00	0.08	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.01	0.10	0.00	0.03	0.05	0.00	0.00	0.00
CaO	0.05	2.57	4.19	3.99	0.76	0.07	0.47	2.04	0.44	0.39	0.83	0.55	0.02	0.00
Na ₂ O	9.68	8.46	8.53	8.81	10.37	11.19	10.89	7.94	8.97	10.83	9.61	10.59	0.26	0.32
K ₂ O	0.01	0.05	0.53	0.42	0.48	0.15	0.11	2.15	1.62	0.14	0.06	0.09	15.26	16.01
Összes	96.60	99.50	99.15	98.12	98.73	99.53	98.86	98.24	100.83	99.46	98.64	101.52	98.34	99.28
			incl	incl										
Si	3.02	2.90	2.78	2.80	2.94	2.99	2.99	2.77	2.99	3.00	2.99	2.99	3.01	2.99
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	1.02	1.14	1.23	1.19	1.08	1.02	1.02	1.29	1.04	1.01	1.04	1.02	1.00	1.01
Fe	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.02	0.01	0.00	0.01	0.02	0.01	0.01
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.00	0.12	0.20	0.19	0.04	0.00	0.02	0.10	0.02	0.02	0.04	0.03	0.00	0.00
Na	0.84	0.72	0.74	0.77	0.89	0.95	0.93	0.69	0.75	0.92	0.82	0.88	0.02	0.03
K	0.00	0.00	0.03	0.02	0.03	0.01	0.01	0.12	0.09	0.01	0.00	0.00	0.91	0.95
Összes	4.89	4.89	4.99	5.00	4.98	4.98	4.97	5.00	4.90	4.96	4.90	4.94	4.96	5.00
	8 oxigén	8 oxigén	8 oxigén	8 oxigén	8 oxigén	8 oxigén	8 oxigén	8 oxigén	8 oxigén	8 oxigén	8 oxigén	8 oxigén	8 oxigén	8 oxigén
An	0.28	14.33	20.68	19.53	3.78	0.33	2.30	10.74	2.36	1.96	4.51	2.76	0.08	0.00
Ab	99.65	85.34	76.20	78.01	93.38	98.79	97.04	75.76	87.27	97.23	95.07	96.71	2.54	2.92
Or	0.07	0.33	3.12	2.46	2.84	0.88	0.66	13.50	10.37	0.81	0.42	0.53	97.38	97.08

IV.9.3. táblázat – A gránátos amfibolit földpát szemcséinek reprezentatív összetétele; folytatás

	4923	4925	4925	4925	4925
	kfp3	pl1	pl2	pl3	pl4
SiO₂	64.85	63.97	61.15	60.72	61.04
TiO₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al₂O₃	18.84	23.03	24.92	24.57	24.62
FeO	0.00	0.05	0.11	0.28	0.25
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	0.01	3.39	5.69	5.46	5.46
Na₂O	0.25	7.55	7.54	7.63	7.96
K₂O	15.68	0.14	0.12	0.11	0.08
Összes	99.65	98.13	99.52	98.79	99.42
		incl	incl	incl	incl
Si	2.99	2.85	2.72	2.72	2.72
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	1.02	1.21	1.31	1.30	1.29
Fe	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.00	0.16	0.27	0.26	0.26
Na	0.02	0.65	0.65	0.66	0.69
K	0.92	0.01	0.01	0.01	0.00
Összes	4.97	4.88	4.96	4.96	4.98
	8 oxigén	8 oxigén	8 oxigén	8 oxigén	8 oxigén
An	0.06	19.68	29.22	28.15	27.37
Ab	2.37	79.33	70.07	71.17	72.14
Or	97.57	1.00	0.71	0.68	0.49

IV.10.1. táblázat – Az amfibolos biotit gneisz amfibol szemcséinek reprezentatív összetétele

[illegible]

IV.10.1. táblázat – Az amfibolos biotit gneisz amfibol szemcséinek reprezentatív összetétele; folytatás

	4898	4898	4898	4898	5363	5363	5363	5363	5363	5363	5363	5363
	amf1	amf2	amf3	amf5	amf1	amf2	amf3	amf4	amf5	amf6	amf7	amf8
	tsch	tsch	tsch	Mg-hbl	Mg-hbl	Act	Mg-hbl	Tsch	Act	Tsch	Mg-hbl	Mg-hbl
Si	6.22	6.35	6.36	6.52	7.40	7.62	7.22	6.49	7.99	6.41	6.54	7.08
Al (iv)	1.78	1.65	1.64	1.48	0.60	0.38	0.78	1.51	0.01	1.59	1.46	0.92
T	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
Al (vi)	0.64	0.69	0.71	0.66	0.21	0.22	0.34	0.65	0.25	0.77	0.66	0.27
Ti	0.09	0.11	0.10	0.08	0.06	0.02	0.07	0.09	0.00	0.08	0.13	0.09
Fe(iii)	0.66	0.53	0.45	0.54	0.57	0.23	0.48	0.51	0.00	0.46	0.46	0.79
Fe(ii)	1.33	1.43	1.48	1.38	1.23	1.72	1.30	1.49	2.12	1.25	1.41	0.93
Mn	0.04	0.04	0.04	0.04	0.05	0.02	0.05	0.05	0.03	0.04	0.03	0.03
Mg	2.24	2.20	2.23	2.31	2.89	2.79	2.76	2.21	2.40	2.40	2.31	2.89
C	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	4.81	5.00	5.00	5.00
Ca	1.84	1.80	1.83	1.78	1.79	1.89	1.82	1.85	2.00	1.86	1.85	1.73
Na	0.16	0.20	0.17	0.22	0.10	0.08	0.14	0.15	0.00	0.14	0.15	0.19
B	2.00	2.00	2.00	2.00	1.89	1.97	1.96	2.00	2.00	2.00	2.00	1.91
Na	0.28	0.24	0.27	0.18	0.00	0.00	0.00	0.17	0.08	0.19	0.12	0.00
K	0.18	0.17	0.18	0.16	0.03	0.03	0.04	0.14	0.03	0.15	0.11	0.04
A	0.47	0.41	0.45	0.34	0.03	0.03	0.04	0.31	0.10	0.34	0.23	0.04

IV.10.2. táblázat – Az amfibolos biotit gneisz földpát szemcséinek reprezentatív összetétele

	4898	4898	4898	5363	5363	5363
	pl1	pl2	pl3	pl1	pl2	kfp1
SiO₂	60.27	68.86	59.62	65.45	67.12	64.01
TiO₂	0.00	0.02	0.00	0.01	0.01	0.02
Al₂O₃	25.17	21.03	25.23	21.30	22.98	19.35
FeO	0.09	0.31	0.09	0.10	0.14	0.16
MnO	0.00	0.10	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	0.02	0.03	0.00	0.00	0.15	0.00
CaO	7.33	0.63	6.72	1.03	1.12	0.00
Na₂O	5.47	8.68	7.49	9.51	5.26	0.17
K₂O	0.12	0.41	0.18	0.58	1.90	14.77
Összes	98.48	100.08	99.32	97.99	98.68	98.47
Si	2.70	2.98	2.67	2.92	2.94	2.98
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	1.33	1.07	1.33	1.12	1.19	1.06
Fe	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Ca	0.35	0.03	0.32	0.05	0.05	0.00
Na	0.48	0.73	0.65	0.82	0.45	0.01
K	0.01	0.02	0.01	0.03	0.11	0.88
Összes	4.87	4.86	4.99	4.95	4.74	4.94
	8 oxigén	8 oxigén	8 oxigén	8 oxigén	8 oxigén	8 oxigén
An	42.17	3.72	32.81	5.45	8.66	0.00
Ab	56.99	93.37	66.14	90.87	73.80	1.68
Or	0.84	2.92	1.06	3.67	17.54	98.32

**IV.10.3. táblázat – Az amfibolos biotit
gneisz gránát szemcséinek
reprezentatív összetétele**

	4898	4898	4898
	gar1	gar2	gar3
SiO₂	37.63	38.17	37.95
TiO₂	0.07	0.05	0.03
Al₂O₃	20.62	20.34	20.29
FeO	23.34	23.60	24.28
MnO	3.94	4.22	4.12
MgO	2.69	2.46	2.62
CaO	10.72	10.36	9.89
Na₂O	0.01	0.00	0.02
K₂O	0.03	0.01	0.00
Összes	99.04	99.21	99.21
Si	3.01	3.04	3.03
Ti	0.00	0.00	0.00
Al	1.94	1.91	1.91
Fe	1.56	1.57	1.62
Mn	0.27	0.29	0.28
Mg	0.32	0.29	0.31
Ca	0.92	0.89	0.85
Na	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00
Összes	8.02	8.00	8.01
	12 oxigén	12 oxigén	12 oxigén
Py	10.46	9.64	10.19
Alm	50.89	51.82	53.03
Gro	29.96	29.14	27.67
Sp	8.70	9.39	9.11

IV.10.4. táblázat – Az amfibolos biotit gneisz prehnit szemcséinek reprezentatív összetétele

[illegible]

IV.10.5. táblázat – Az amfibolos biotit gneisz pumpellyit és epidot szemcséinek reprezentatív összetétele

	4898	4898	5363	5363		4898	4898	5363
	pmp1	pmp2	pmp1	pmp2		epi1	epi2	epi1
SiO₂	36.32	36.78	37.50	37.47		36.87	37.04	37.81
TiO₂	0.04	0.02	0.00	0.00		0.01	0.06	0.03
Al₂O₃	25.77	25.68	25.55	24.90		19.85	21.27	27.15
FeO	4.49	3.68	3.28	3.99		15.41	14.03	7.66
MnO	0.09	0.13	0.04	0.09		0.00	0.06	0.09
MgO	2.30	2.86	2.79	2.39		0.00	0.00	0.00
CaO	21.97	22.07	21.66	21.76		23.06	23.19	22.70
Na₂O	0.01	0.00	0.00	0.00		0.00	0.03	0.00
K₂O	0.00	0.01	0.01	0.00		0.01	0.00	0.01
Összes	90.99	91.24	90.82	90.60		95.21	95.67	95.44
						mag	perem	
Si	3.41	3.43	3.49	3.52		3.27	3.24	3.18
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00		0.00	0.00	0.00
Al	2.85	2.82	2.80	2.75		2.08	2.20	2.69
Fe	0.35	0.29	0.26	0.31		1.14	1.03	0.54
Mn	0.01	0.01	0.00	0.01		0.00	0.00	0.01
Mg	0.32	0.40	0.39	0.33		0.00	0.00	0.00
Ca	2.21	2.21	2.16	2.19		2.19	2.18	2.05
Na	0.00	0.00	0.00	0.00		0.00	0.01	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00		0.00	0.00	0.00
Összes	9.16	9.16	9.11	9.11		8.69	8.66	8.47
	14 oxigén	14 oxigén	14 oxigén	14 oxigén		13 oxigén	13 oxigén	13 oxigén

IV.10.6. táblázat – Az amfibolos biotit gneisz titanit szemcséinek reprezentatív összetétele

[illegible]

IV.10.7. táblázat – Az amfibolos biotit gneisz klorit szemcséinek reprezentatív összetétele

	4898	4898	5363	5363	5363	5363			4898	4898	5363	5363	5363	5363
	chl1	chl2	chl1	chl2	chl3	chl4			chl1	chl2	chl1	chl2	chl3	chl4
SiO ₂	24.42	25.53	27.79	26.75	25.32	24.16								
TiO ₂	0.01	0.03	2.57	0.08	0.20	0.03								
Al ₂ O ₃	19.97	19.71	17.72	18.42	18.37	17.93								
FeO	26.74	28.33	26.59	27.02	31.97	24.43								
MnO	0.38	0.45	0.13	0.12	0.21	0.22								
MgO	13.97	12.98	10.28	13.52	10.59	14.06								
CaO	0.11	0.05	1.99	0.15	0.10	0.52								
Na ₂ O	0.05	0.00	0.36	0.09	0.01	0.05								
K ₂ O	0.03	0.02	0.37	0.10	0.05	0.20								
Összes	85.68	87.11	87.80	86.25	86.81	81.61								
Si	6.88	7.10	7.63	7.44	7.22	7.11			klinoklór	klinoklór	klinoklór	klinoklór	klinoklór	klinoklór
Ti	0.00	0.01	0.53	0.02	0.04	0.01		Si	5.33	5.52	5.86	5.77	5.61	5.50
Al	6.63	6.46	5.73	6.04	6.17	6.22		Al iv	2.67	2.48	2.14	2.23	2.39	2.50
Fe	6.30	6.59	6.10	6.29	7.62	6.01								
Mn	0.09	0.11	0.03	0.03	0.05	0.05		Al vi	2.48	2.54	2.32	2.47	2.41	2.34
Mg	5.86	5.38	4.20	5.61	4.50	6.17		Ti	0.00	0.00	0.41	0.01	0.03	0.01
Ca	0.03	0.01	0.59	0.05	0.03	0.16		Fe3+	0.00	0.03	0.44	0.12	0.04	0.00
Na	0.03	0.00	0.19	0.05	0.01	0.03		Fe2+	4.97	5.09	4.25	4.76	5.88	4.74
K	0.01	0.01	0.13	0.04	0.02	0.08		Mn	0.07	0.08	0.02	0.02	0.04	0.04
Összes	25.83	25.67	25.14	25.56	25.66	25.83		Mg	4.54	4.18	3.23	4.35	3.50	4.77
	36 oxigén	36 oxigén	36 oxigén	36 oxigén	36 oxigén	36 oxigén		Ca	0.03	0.01	0.45	0.04	0.02	0.13
								Na	0.04	0.00	0.30	0.08	0.01	0.05
								K	0.02	0.01	0.20	0.06	0.03	0.12
								OH*	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00
								Összes	36.15	35.96	35.61	35.90	35.97	36.19

IV.11. táblázat – A szillimanitos biotit gneisz minták monacit geokémiai koradatai

Minta	μ -XRF kor	$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$
		(^{204}Pb koncentrációval korrigált)
Sz-2A	361 \pm 38	-
Sz-2B	369 \pm 43	328.5 \pm 7.1
Sz-12	353 \pm 50	-
Köl-3A	347 \pm 57	-
Köl-3B	377 \pm 50	332.6 \pm 7.0

IV.12. táblázat – K/Ar koradatok az AG egységben

Minta	Ásvány	Kor
Sz-2	Amfibol	217.0 \pm 9.0
Sz-6	Amfibol	218.0 \pm 15.0
Sz-9	Amfibol	213.8 \pm 8.4
Déva-3	Amfibol	230.6 \pm 8.7
Edrőd-13	Amfibol	216.2 \pm 9.0
Sz-4	Amfibol	234.0 \pm 9.0
Sz-4	Amfibol	225.0 \pm 25.0
Déva-3	Földpát	151.5 \pm 7.0
Edrőd-13	Földpát	160.4 \pm 6.3
Sz-4	Földpát	172.0 \pm 7.0
Sz-4	Földpát	157.0 \pm 7.0

IV.13. táblázat – K/Ar koradatok az SG egységben

Minta	Ásvány	Kor
Köl-5	Amfibol	260.6 ± 16.4
Déva-18	Amfibol	267.0 ± 10.2
Köl-5	Biotit	265.3 ± 10.0

IV.14. táblázat – Az OG egység ortogneiszének K/Ar koradatai

Minta	Ásvány	Kor
Sz-15	Amfibol	302.2 ± 11.5
Sz-15	Amfibol	290.7 ± 11.5
Fü-6	Amfibol	288.5 ± 11.2
Sz-É-3	Amfibol	293.0 ± 9.8
Földes-10	Amfibol	311.1 ± 12.0
Köl-4	Biotit	294.5 ± 11.1
Sz-É-8	Biotit	295.2 ± 11.1
Déva-7	Biotit	296.0 ± 11.0
Sz-15	Földpát	186.5 ± 7.3
Sz-Ny-1	Földpát	180.1
Fü-6	Földpát	194.2 ± 11.4

IV.15. táblázat – Az OG egység xenolitjainak K/Ar koradatai

Minta	Ásvány	Kor
Endrőd-É-7	Biotit	325.4 ± 12.7
Sz-Ny-1	Biotit	314.6 ± 11.8
Sz-40	Amfibol	316.3 ± 13.0
Sas-4	Amfibol	329.3 ± 12.5
Bih-U-3	Amfibol	334.3 ± 12.7

IV.16. táblázat – A szillimanitos biotit gneisz cirkon FT koradatai (nem publikált; *: Dunkl, 1995)

Fúrás	Db	FT kor
Szh-12	15	160±11
Köl-5	20	187±11
Szh-2	20	177±11
Köl-4	16	167±13
Sas-2*	10	142±21
Ko-6*	17	166±21

IV.17. táblázat – A repedéskitöltő kloritok kémiai összetétele

	5112	5112	5112	5288			5112	5112	5112	5288
	chl1	chl2	chl3	chl1			chl1	chl2	chl3	chl1
SiO₂	27.53	29.53	28.02	34.24						
TiO₂	0.08	2.82	0.19	0.05						
Al₂O₃	15.80	14.91	14.78	15.35						
FeO	27.47	24.85	27.71	18.89						
MnO	0.22	0.30	0.13	0.12						
MgO	12.32	11.85	13.05	17.47						
CaO	0.09	1.74	0.14	0.24						
Na₂O	0.06	0.01	0.10	0.03						
K₂O	0.47	1.12	0.27	0.67						
Összes	84.04	87.12	84.39	87.06						
							klinoklór	klinoklór	klinoklór	klinoklór
Si	7.92	8.12	8.03	8.91		Si	6.12	6.23	6.22	6.83
Ti	0.02	0.58	0.04	0.01		Al iv	1.88	1.77	1.78	1.17
Al	5.36	4.83	4.99	4.71						
Fe	6.61	5.71	6.64	4.11		Al vi	2.29	1.98	2.10	2.49
Mn	0.05	0.07	0.03	0.03		Ti	0.01	0.45	0.03	0.01
Mg	5.28	4.86	5.58	6.78		Fe3+	0.17	0.49	0.16	0.67
Ca	0.03	0.51	0.04	0.07		Fe2+	4.94	3.90	4.98	2.48
Na	0.03	0.00	0.06	0.01		Mn	0.04	0.05	0.02	0.02
K	0.17	0.39	0.10	0.22		Mg	4.08	3.72	4.31	5.19
Összes	25.48	25.08	25.51	24.85		Ca	0.02	0.39	0.03	0.05
	36 oxigén	36 oxigén	36 oxigén	36 oxigén		Na	0.05	0.01	0.09	0.02
						K	0.27	0.60	0.15	0.34
						OH*	16.00	16.00	16.00	16.00
						Összes	35.90	35.59	35.88	35.27

IV.18. táblázat – A repedéskitöltő laumontit kémiai összetétele; folytatás

[illegible]

IV.19. táblázat – A repedéskitöltő kalcit izotóp összetétele

	4958	4663	4666	4666
	barna	barna	barna	barna
$\delta^{13}\text{C}$	-4.86	-7.02	-6.45	-6.91
$\delta^{18}\text{O}$	-13.37	-12.70	-11.97	-12.32
	4668	5035	4864	5262
	barna	barna	barna	fehér
$\delta^{13}\text{C}$	-6.77	-2.07	-6.33	-5.92
$\delta^{18}\text{O}$	-12.22	-13.66	-14.13	-10.85
	1471	5157	6216	4921
	fehér	fehér	fehér	fehér
$\delta^{13}\text{C}$	-4.87	-4.93	-5.91	-4.43
$\delta^{18}\text{O}$	-10.52	-9.27	-15.97	-11.97

IV.20. táblázat – A repedéskitöltő kvarc fluidumzárvány generációinak mikrotermometriai paraméterei (Schubert & tsai., 2007 alapján)

	Összetételi típus	$T_m(\text{ICE})$	Maximális szalinitás	Homogenizáció iránya	Thom
		°C	m/m NaCleq (%)		°C
1	HC1 _L	-	-	$L_{\text{HC}} + V \pm S_{\text{bit}} \rightarrow L_{\text{HC}} \pm S_{\text{bit}}$	101 – 104
2	HC2 _L	-	-	$L_{\text{HC}} + V \pm S_{\text{bit}} \rightarrow L_{\text{HC}} \pm S_{\text{bit}}$	106 – 110
3	HC3 _L	-	-	$L_{\text{HC}} + V \pm S_{\text{bit}} \rightarrow L_{\text{HC}} \pm S_{\text{bit}}$	108 – 117
4	HC4 _L	-	-	$L_{\text{HC}} + V \pm S_{\text{bit}} \rightarrow L_{\text{HC}} \pm S_{\text{bit}}$	105 – 150
	AQ4 _L	SzD északi oldala: -1.1 – -2.3	SzD északi oldala: 1.9 – 3.9	$L_{\text{AQ}} + V \rightarrow L_{\text{AQ}}$	125 – 151
		SzD központi terület: -3.1 – -3.9	SzD központi terület: 5.1 – 6.3		
5	HC5 _L	-	-	$L_{\text{HC}} + V \rightarrow L_{\text{HC}}$	120 – 140
	HC5 _V	-	-	$L_{\text{HC}} + V \rightarrow V$	120 – 200
	AQ5 _L	-2.3 – -0.8	1.4 – 3.9	$L_{\text{AQ}} + V \rightarrow L_{\text{AQ}}$	130 – 135
6	AQ6 _L	-2.0 – -1.4	2.4 – 3.4	n.a.	n.a.
7	AQ7 _L	-2.4 – -1.1	1.9 – 4.0	$L_{\text{AQ}} + V \rightarrow L_{\text{AQ}}$	115 – 158
8	HC8 _L	n.a.	n.a.	$L_{\text{HC}} + V \rightarrow L_{\text{HC}}$	124 – 128

IV.21. táblázat – A hidrodinamikai modellezés során alkalmazott paraméterek

Mélység (m a felszín alatt)	Kőzettípus	Porozitás (%)	K_h (m/nap)	K_v (m/nap)
1250-1750	Finom szemcsés turbidit eredetű homokkő	25 - 26	0.06 – 0.13	0.03 - 0.06
1750-1850	Abbráziós homokkő, konglomerátum	25	10^{-3} – 0.8	$5 \cdot 10^{-4}$ - 0.4
1850-2050	Tavi agyag, agyagos márga	5	9-Oct	$5 \cdot 10^{-10}$
2050-2650	Bazális konglomerátum	12 – 21	0.03 – 0.8	0.005 - 0.15
1800-2750	Metamorf képződmények	Amfibolit	$3.9 \cdot 10^{-6}$	$3.7 \cdot 10^{-6}$
		Gneisz	$3 \cdot 10^{-8}$	$2.8 \cdot 10^{-8}$

IV.22. táblázat – A magfotók és CT képek alapján meghatározott repedéssűrűség értékek az egyes litológiai egységekben (Dorozsma)

Litológiai egység	D_3^c	Kőzettípus	D_3^c
Felső gneisz	1.46 ± 0.18 (23 minta)	Gneisz	1.20 ± 0.12 (7 minta)
		Eklogit	1.77 ± 0.08 (3 minta)
		Gneisz	1.52 ± 0.03 (6 minta)
		Gneisz	1.46 ± 0.12 (7 minta)
Dolomit breccsa	1.85 ± 0.20 (5 minta)	Dolomit	1.85 ± 0.20 (5 minta)
Alsó gneisz	1.49 ± 0.14 (4 minta)	Kloritos gneisz	1.38 ± 0.11 (2 minta)
		Amfibolit	1.60 ± 0.02 (2 minta)